海洋學概論

陳容文編著

科技叢書出版社

海洋學概論

陳容文編著

科技叢書出版社

海洋學概論　　陳容文編著

出版者：科技叢書出版社

澳門風順堂街8號

印刷者：新發印務公司

 1979年1月版

目　錄

第一章　緒論

第二章　海洋的形態

第三章　海洋地形

第四章　海洋沉澱

第五章　海水之物理特性

第六章　海中能量之傳播

第七章　海洋水團

第八章　海洋熱量與氣象

第九章　波浪

第十章　海流

第十一章　潮汐

第十二章　海洋化學與礦物資源

第十三章　海洋生物資源

第十四章　海洋觀測

參考文獻

第一章 緒 論

第一節 海洋學的定義與範圍

一、海洋學定義

海洋學乃研究海洋諸般自然現象及其與周圍環境之關係之學科。海洋學為地球科學之一分支，研究陸地部份者為地質學，研究地表大氣部份者為氣象學，研究海洋部份者為海洋學。

二、海洋學範圍

(一) **物理海洋學** (Physical Oceanography)

1. 海洋氣象學 (Marine Meteorology)
2. 靜態海洋學 (Statical Oceanography)
3. 動力海洋學 (Dynamic Oceanography)
4. 洋流學 (Ocean Currents)
5. 潮汐學 (Tides)
6. 波浪學 (Sea and Waves)
7. 冰山海洋學 (Ice Oceanography)
8. 水中音學 (Under-Water Acoustics)
9. 光學海洋學 (Optical Oceanography)

(二) **地質海洋學** (Geological Oceanography)

1. 地形學 (Geomorphorlogy)
2. 地球物理學 (Geophysics)
3. 礦物學 (Mineralogy)
4. 沉積學 (Sedimentology)
5. 地層學 (Stratigraphy)

6. 構造地質學 (Structural Geology)
7. 火山學 (Vocanology)
8. 地球化學 (Geochemistry)
9. 地震學 (Seismology)
10. 古生物學 (Paleontology)

(三) 化學海洋學 (Chemical Oceanography)
1. 有機化學 (Organic Chemistry)
2. 無機化學 (Inorganic Chemistry)
3. 物理化學 (Physical Chemistry)
4. 分析化學 (Analytical Chemistry)
5. 生物化學 (Biochemistry)

(四) 生物海洋學 (Biological Oceanography)
1. 分類學 (Taxonomy)
2. 形態學 (Morphorlogy)
 (1)解剖學 (Anatomy)
 (2)組織學 (Histology)
 (3)細胞學 (Cytology)
3. 生理學 (Physiology)
4. 發生學 (Embryology)
5. 生態學 (Ecology)
 (1)浮游植物生態學 (Phyto-plankton Ecology)
 (2)浮游動物生態學 (Zoo-plankton Ecology)
 (3)底棲生物生態學 (Benthos Ecology)
6. 遺傳學 (Genetics)
7. 古生物學 (Paleontology)
8. 特殊生物學 (Special Biology)
9. 應用生物學 (Applied Biology)
10. 理論生物學 (Theoretical Biology)
11. 實驗生物學 (Experimental Biology)

(五) 應用海洋學 (Applied Oceanography)
1. 工程海洋學 (Engineering Oceanology)
2. 經濟海洋學 (Economical Oceanography)
3. 軍事海洋學 (Military Oceanology)

第二節 海洋學發展史

一、歐美海洋學發展史

(一) 海道測量時期

此一時期，乃指航海科學技術之發軔與研究，以及有關航海圖誌之搜集與測繪等。

1. 航海技術與儀器之發展

(1) 早在紀元前二千七百年，埃及已與腓尼基港口 Byblos 通商，腓尼基人住巴勒斯坦北邊，因國土貧瘠，不宜農牧，故轉向海上謀生。此成為海洋事業之開始。

(2) 紀元前第四世紀，天文學家 Pytheas 曾從馬西利亞 (Massilia) 發航，經直布羅陀海峽，出海實驗，證實其利用天文方法，以計算緯度之正確性。

(3) 紀元前 160 年，希臘天文學家 Hipparchus 發明球面三角術，並設定星等亮度，成為天文航海鼻祖。

(4) Posidonius 指出，在紀元前第二世紀，在 Sardinia 曾測得水深為 1,000 拓 (Fathom) 之記載。

(5) 十六世紀 (1519 ~ 1522) 初，由於 Ferdinand Megellan 之環繞地球一周，乃證實地球爲圓形之說，當其沿南美南下，經麥哲倫海峽橫渡太平洋時，曾以一千餘公尺之鋼纜，試測太平洋之水深，而未着底。

(6) 一五六〇年，丹麥人第谷，造成第一架六分儀，用以觀測天體。

(7) 一五六七年，Willian Bourne 發明計程儀 (Log)，用以測算航程。

(8) 一五六九年，Geradus Mercator 發明現代海圖之投影法，使推算航跡 (Dead recokoning) 與恆向線 (Rhumb Line) 在海圖上均爲直線。

(9) 一六〇〇年，英物理學家 Sir William Gilbert 發明在陰天，可利用磁傾角，以測定船艦所在之緯度。

(10) 一六〇九年，天文學家 Galilao 利用望遠鏡，發明天文測天術。

(11) 一六〇九年，Johnn Keppler 發明天文航海二定律，迄今仍爲航海者所採用。

⑿　一八三九至一八四三年，James C. Ross 乘 Erebus 與 Torror 號兩船，曾探測南極周圍之水深，現在南極之 Ross sea ，即爲紀念彼之事蹟而命名者。

⒀　一九一九年，Fessenden 第一次試以音波回聲法，探測水深。

⒁　一九四○年以後，開始以電子儀器定位。

2. 航海資料搜集與海圖繪製

(1)　Albert Hyma 氏曾謂 Anaximander 爲繪製當時世界地圖之第一個希臘人。隨後由 Herodotus 將其加以擴大，並包括亞洲之一小部份，以希臘爲世界萬國之中心，陸地四周繞有大洋（圖 1 － 1 ）。若干學者，認係紀元前 329 至 305 年間，亞歷山大帝 (Alexander the Great) 征伐波斯，敍利亞，埃及和印度等所得結果。

(2)　紀元前第四世紀，天文學家 Pytheas，注意到英吉利海峽潮差甚大，係受月球影響之故。

(3)　紀元前三○○年，Dinaeordhus 所繪之世界地圖，已有平行線，以示緯度。

(4)　紀元前二五○年，Eratosthenes 認定地球爲球形，赤道長度爲

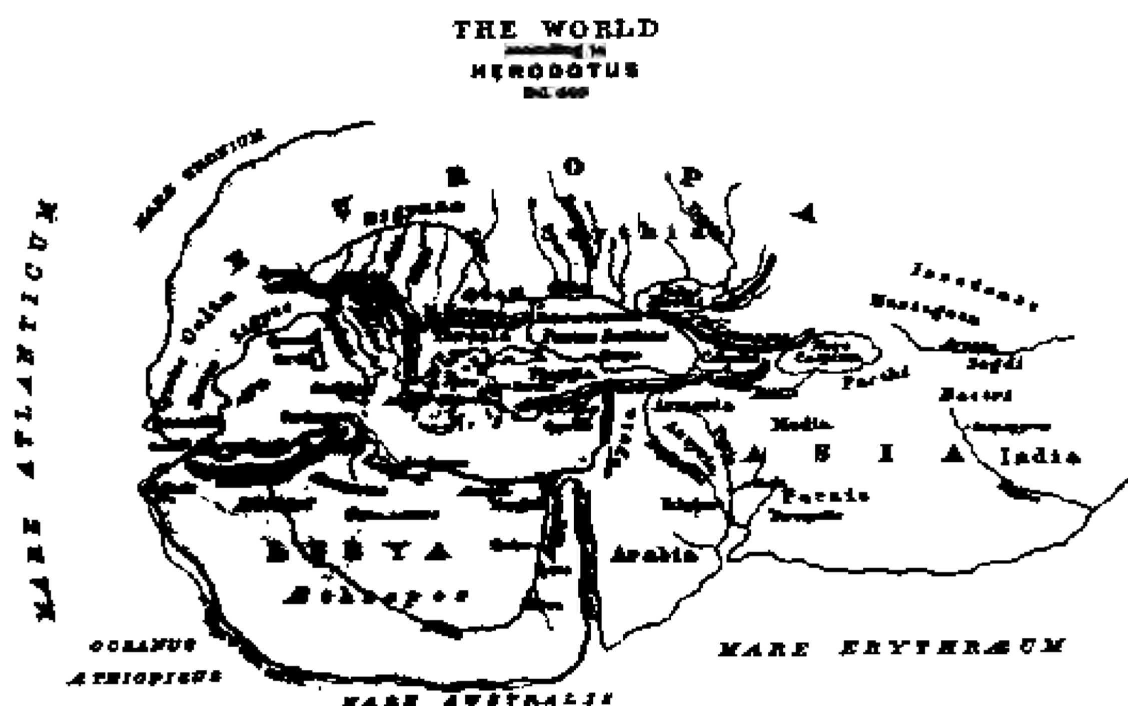


圖 1-1 Herodotus所繪地圖（採自 Peter K. Weyl, 1970）

24,662哩，較實長僅少約195哩。

(5) 紀元前一五〇年，Ptoemy 繪新世界地圖，並在印度洋中，利用季風航行。

(6) 一七七〇年，Benjamin Franklin 發表灣流（Gulf Stream）圖，指出利用此一海流，使船隻橫貫大西洋，可以縮短航行時間達兩星期之久。

(7) 一八四九年至一八六〇年間Mathew Fontaine Maury首將海流，水深分佈圖，加以整理歸納，而付之印行。繼在一八五四年，印行「大西洋水深圖」，在水深4,000拓處，繪入了等深線。

(二) 海洋探勘與研究時期

作者試將海洋發展史分爲兩個時期，旨在指出先一階段之海道測量，其目的僅在便利航海，保障船隻航泊安全，而後一階段之海洋探勘與研究，則除此以外，更着重於純科學之探險與研究，期能更進一步了解海洋之諸般自然現象，以及海洋蘊蔵之各類資源情形。茲即就海洋探勘與研究分述如下：

1. 海洋探勘：

(1) 從「挑戰」號開始

一八七二年十二月，英國軍艦「挑戰」號（Challenger），在艦長George Nares的指揮下，從 Plymouth 港出發，直到一八七六年五月，航經過太平洋、大西洋、南極以及冰嶼等廣大海域，共三六二處地點。從事了有關測深、採水樣、海洋觀測、海底取樣、拖網等作業。把一向在科學上居於黑暗世界的海洋，作了有系統的調查，給海洋學發展史上，留下了種種不朽的功績。其中最主要的，可簡略列舉如下：

A. 在海洋動物方面所獲知識，就甲殼類而言，即達一千種以上，相當於當時所已知甲殼類的25%。在深海中尚且發現極多的新種，都不是從前的原來形態。於是得知在海洋的最深底部，更是有最下級動物，魚類甚至其他生物在棲息着。

B. 在物理化學方面，更有下列諸項成果。

(A) 海上的大地磁氣測定。使船隻在航行中，可知磁針的偏差。

(B) 測知海中水溫變化的情形。

(C) 在一八八〇年，得知海水所含化學成份之一定比率，從而確立了鹽度與密度之關係。並進而在本世紀初期，由J. Bjerknes, W.A. Sandstrom以及 B.Helland Hansen 等根據其成果爲基礎， 發明了因海水中動等理論。

C. 完成了海洋的等深線圖。

由於「挑戰」號探險，所獲致的全面成功。若干國家受其宣傳的影響，乃紛紛派遣船隻，從事更廣泛的海洋探勘。其活動情形如下：

船　　名	所屬國籍	派遣年代	活動範圍	備　　註
Gazelle	德　國	1874～1876	大西洋東部	
Vöringen	挪　威	1876～1878	挪　威　海	
Travailleur Talismian	法　國	1880～1883	大西洋東北部	
Washington	意大利	1881～1885	地　中　海	
Romanche	法　國	1948	南大西洋	曾發現最深海底達7,728公尺
Baccaneer	英　國	1886	非洲西岸	

其後蘇俄海軍Makarov中將所率領之Vitiaz號軍艦，在一八八七至一八八九年，環航世界期間，曾在鄂霍次克海、中國海、日本周圍從事海洋調查作業。

美國自一八七七年以來，曾有Blake號及Albatross號等調查船，在西印度群島近海，Grand Banks、墨西哥灣流等研究作業，尤以在弗羅里達海峽，測定灣流速度，極為精密。

美國調查船National號，在一八八九年，曾從事於浮游生物的探險作業。。其後各國從事於同一作業的，計有下列各船隻。

船　　名	國　籍	年　　代	作　業　場　所
Valdivia	德　國	1898～1899	大西洋、印度洋
Iogolf	丹　麥	1895～1896	大西洋北部
Gauss	德　國	1901～1903	南　冰　洋
Belgica	比利時	1898	斯坦丁島 格來阿姆朗西
Antarctic	瑞　士	1902～1903	南極近海

上述之外，F. Nansen 在一八九三至一八九六年，曾依照自己的設計，

建造了一艘四百噸的探測船 Fram 號，以作北極探險的試驗。同時，他所發明的南森瓶採水器，全潛比重計，至今仍爲海洋研究學者視爲珍寶。

(2) 二十世紀初期的海洋探測

廿世紀初期，英國曾以近二十年的時間，利用探險船 William Scoresby, Discovery I, Discovery II 號等，對南冰洋的海況，鯨類、企鵝、海豹、魚類、浮游生物等，作過詳盡的調查，並提出了長達二十四卷的報告書。

一九〇四年，丹麥生物學家 A. Schmidt 用調查船 Thor 在航經愛爾蘭與非勞耶諸島間，偶然初次採集到鰻和其幼魚。一九二〇至一九二二年，以新造調查船 Dana 號在大西洋一帶作業。更於一九二八年以來，從地中海到巴拿馬灣流，從事調查。接着在 Bermuda 東南水域，發現了不滿10mm的幼魚，由此明白證實，此一地帶，才是一切歐洲鰻魚的故鄉。此後到一九三〇年，彼更作了十次以上的航海採集工作。

一九一八年，第一次大戰結束，Armundsen 以新造研究船 Maud 號，同 H.V. Sverdrup及 Finr Maimgren 等一起，曾駛入北冰洋。Sverdrup 得完成其北西北利亞陸棚上的潮汐理論。

一九二五年，至一九二七年，德國探險船 Meteor 號，帶着「誰能控制海洋，誰能控制世界」的口號，以戰敗後欲謀振興的英勇姿態，從事南大西洋探勘計劃。該項報告，厚達十六卷。其計劃之周詳，觀測進行之正確，整理工作之縝密，以及測驗儀器之精巧等，均爲以後探測行動之模範。

一九二八至一九二九年，Carnegie 研究所的非磁性觀測船 Carnegie 號，在執行第七次航海，作海洋測勘中，對一向缺乏資料之太平洋研究，貢獻很大。

一九三〇年，英國探險家 Sir Hubert Wilkins 上尉，曾把美國海軍的潛水艇，改裝爲探勘用潛艇Nautilus 號，與 Sverdrup，Soule 等人，曾在北極冰下潛航，進行海水的化學分析，以及重力的測定等作業。

一九二九至一九二一年，荷蘭的Willebrord Snellius 號在P.M. Van Riel 的指揮下，精密地觀測了澳洲、亞洲、地中海等水域。一九二六年，德國巡洋艦EMden號以音響測深，測出來 Leyte 海的EMden 海淵（10,763公尺），又在附近測得10,830公尺（後經修正爲10 130公尺），稱之爲敏達那歐海淵。

2. 海洋研究

在十九世紀以前，有關海洋之探測，雖然已包括潮汐，洋流等其他海洋諸現象，如在海圖與航行指南中所記載者。但畢竟僅限於地理性質。如1768年，由Captain Cook 及隨後由 La Perouse, Belling shausen, Wilkes 中校與

其他科學家所完成之環球航行。因當時實缺乏適當之儀器，從事海面以下之探測，故祇能及於海面以上之各種情況而已。至1848年，美海軍上尉 Mathew Fontaine Maury 所出版之一種觀測記載分析，對船隻航路之選擇，提供了重大之貢獻。同時亦引起了國際間對海洋作業與海洋氣象之合作。

一八五〇年以後，海洋探測技術迅速改進，探測儀器被高度重視。1872～1876，英海軍派遣 HMS challenger 號艦環繞世界，從事有史以來第一次之深海探測。此次所採集之海底底質樣品，經 Sir John Maury 之分析，乃奠定了海洋地質之基礎。由C. R. Dittmar所分析之77 種海水樣品，第一次證明海水中含鹽類之各種成份，在各地均具有同一性質。尤其以他在1914年逝世前，對收集之底樣所作之試驗，更具貢獻。隨後對海洋地質之迅速發展與新技術之實用，當歸功於美國科學家如 Piggott Revelle Shepard, Stetsen Vaugham，及德國工作者 Correns 與 Pratze 等。海洋地質中，無數問題，若無洋流特性，海水之物理性，與化學性，分佈於海底之生物共同性，以及沉澱物上微生物之遞變活動等知識，則無法作適當之研究。因此，海洋地質學，實有賴於其他每一海事科學之密切有效配合。

在海洋物理中，浪湧與潮汐之研究，則又另成一章。因為理論之探究，實先於現象特性等資料之收集。故海面浪湧之理論，早於1802年，即有 Gestner 之倡述，而於1847年，由 Stokes 予以改進。在此時期，海水被認為係一理想之流體，其在數學上之成就，遠比實用方面要為輝煌。但隨至最近，由於 Jeffreys 等之研究，已大為彌補了理論與觀測間之裂隙。

潮汐之理論，係由 Newton（1642～1727）及 Laplace（1749～1827）所倡述。Laplace 對若干問題所提公式，至今仍然有效。但理論的數學上之困難，尚未克服。近年來，對潮汐方面之了解，已有顯著之進步，如 Liverpool Tidal Institute，由 Proudman 所領導之團體，已解決了一些發生於海洋盆地之基本問題。在 Austrian, Detant 與 Stevneck 曾應用水動力之原理，以研究發生於不規則之海灣內之潮汐。美國海岸大地測量局之工作者，對潮汐觀測之分析，以及沿海潮汐之預報，亦提供了最卓越之貢獻。

浪湧之第三形式，內浪或界浪，1847年，Stokes 曾予以討論。其理論，本來僅及於兩不同密度之理想流體間之情形。但於1904年時，曾被Ekman 用於解釋死水(Dead Water)之現象。隨後之觀測，顯示其并發生於外海中之內浪之其他形態，諸如潮汐週期等。此等研究，曾為 Fjeldstad之理論，大為引申。即研究在密度隨深度增加而繼續增加之液體內之內浪情形。

海水之物理特性，在習慣上，將其分為兩類。一即獨立之洋流及有機與

無機混雜物。如密度、比熱、滲透壓力等。另一類，則爲依存於此洋流之若干懸浮物，以及黏性、傳導、擴散與透明等。關於第一類特性，雖然在近年來，在測定方法上，較以前大爲進步。但在本世紀初葉，即已能正確測定矣。至於第二類特性之試驗，則仍在迅速發展中。在對擴散過程之研究中，由於生物活動影響所生溶解物質之分佈，常需予以測驗，故對海洋生物之某些知識，乃爲必要。對於海水透明度所作觀測之解釋，生物的活動，亦需予以考慮。蓋因透明度減弱，部份係由於海洋生物所產生之溶解物質所形成。另一方面，在其他海事科學上之許多問題中，海水物理性之知識，亦甚需要。

洋流之一般物理理論，於本世紀初葉，即已發展，而由 Scandinavian 海洋學者發揚光大。Helland-Hansen 應用 V.Bjerknes 在非同質液體中之流通定律（$V_1 - V_2 = \frac{10(\triangle DA - \triangle DB)}{2\,WL\sin\phi}$）於洋流，及 Ekman 闡揚了風吹流 (Wind-driven Currents) 之理論。Bjerknes 定理更由 Fredtzof Nansen 廣爲實用。Nansen 爲一發明天才，約 1900 年，他發明 Nansen Bottle，完成在深海中，精密測定溫度與鹽份之方法。Rossby 與其合作者曾應用流體力學於海洋之動力問題，因此已給予理論與實用上對現象之試驗一新的動力。

在化學方面，溶解於海水中鹽類之主要成份，於 1800 年代，Dittman 曾精確予以測定。約 1908 年左右，關於氯、鹽度，以及密度間之實驗關係，更由 Knudsen 氏予以確立。此等關係，對物理海洋學非常重要。即以化學方法決定密度，實被認爲是必要之工具。其後關於主要成份之決定，發現與早期成果，僅微小差異。但其後精確之分析方法，業已導致海水中更多元素之檢定。

早期生物學的觀測，主要祇及於以簡單方法搜集所得之較大動物與植物。直至 1839 年，當 Edward Forbes 開始致力於海洋動植物與其物理環境關係之研究爲止，一直尚未改變。當時一般咸信深水之不利生存條件，以爲深海中絕無生物存在。其後因發現無數習於深海動物之結果，方對以前所謂 600公尺以下之無生物區 (Azoic Zone) 之觀念，予以摒棄。

今日海洋經濟學所關注者，乃生物學的最大利益之實現，是在所有水深處，均有生物之存在。但自發現浮游微生物之留存於表層海水，其意義則更爲廣大。拖網與顯微鏡之用於此等浮游生物，係始於 1846 年 Johnnes Müller。1887 年，Victor Hensen 開始啓用浮生物 (Plankton) 一詞，於此等浮游之微生物團。並首先着手於其分量上之研究。浮生物之發現，使得吾人

對海洋經濟學，已作一全盤了解。蓋因此等生物圈之多產，方支持了無數較大生命形態，及負擔了某些海水化學要素之分佈與變異之責任。過去大部海洋生物之研究，主要係以探測與敍述自然狀態爲必要。今則已轉變爲趨向動植物彼此間以及與其無生環境間之相互關係之問題矣。在上世紀末與本世紀初葉，無數工作者，曾對此一觀點，給予莫大動力，其中頗値一提者，有歐洲之 Brandt, Hjort, Gran, Johnstone, Lohmann, Johannes Schmidt 等，在美洲者有：Agassiz, Biglow, Fraser, Koford, Ritter 等。

海洋許多生物現象之急待闡述，不僅在鼓勵海洋物理與化學之已知現象之應用方面，是一動力。而且對於光之貫穿、黏度、滲透壓力、二氧化碳等問題之了解，尤以對生物學的重要因素之研究，是一激勵。相反地，此等因素之變動與分佈，唯通過生物學的觀測之助，方可予以解釋。

二、我國海洋學發展史

公元一一二九年（宋宣和元年），我國已將羅盤應用於航海。朱彧著「萍洲可談」內載：「舟師識地理，夜則觀星，晝則觀日，陰晦觀指南針。或用十丈繩鉤取海底泥嗅之，便知所至」。故當時不僅已知地文航海外，更已知天文航海之法。

公元一四〇五年（明成祖永樂三年），三保太監鄭和，率領大帆船62艘，兵員約二萬七千餘人，初下南洋，訪問三十餘國，歷三年返國。其後十七年間，曾七下西洋。航跡所至，遍歷南中國海及印度洋各口岸。當時已有航行指南「順風相送」之手抄本。

公元一六二一年（明天啓元年），茅元儀著「武備志」，記載鄭和航海經過，及以星辰時更推測船位與里程的方法很詳。是我國第一本有史學價値的航海日記。

公元一八七一年（清同治十年），海軍馬江學堂畢業生嚴復、劉步蟾、方伯謙等十八人，乘實習艦建威，揚武號巡防日本海，呂宋島等地，中途曾到台灣蘇澳測繪海圖。

民國六年，山東省長公署創辦山東省立水產試驗所於煙台。

民國十一年，海軍成立海道測量局，乃開始近海之航海圖誌測量與海洋調查。

民國十七年，青島觀測台增設海洋科，專門從事於膠州灣及其附近之海洋調查。

民國四十一年，經濟部漁管處，於基隆設立海洋研究室，專門負責特殊

漁業問題之研究。同時，台灣省水產試驗所，亦先後購置探測船兩艘，以漁業調查爲主，一般海洋調查爲輔。

民國四十八年，在中央研究院下，設立「國際海洋研究會中國委員會」，由阮維周先生任主席，朱祖佑先生任執行秘書。並自民國五十一年起，與海道測量局合作，利用陽明號測量艦，從事西太平洋之黑潮探測工作。

民國五十四年，中國文化學院創辦人張其昀先生號召成立海洋研究所，聘關世傑先生任所長，積極推展海洋科學之研究。除發行「海洋彙刊」，是爲我國首創海洋學術性之定期刊物外。並於同年七月，成立海洋學系，招收海洋科學研究之基本人才，更爲我國發展海洋科學史之創舉。該院更於其後，增辦航海、漁業等系，同時培植海洋應用科學人才。

唯我國應用海洋科學，如航海、輪機、漁業、海港工程等人才之培植，則應首推基隆省立海事專科學校。該校首創於民國四十二年，於五十三年升格爲海洋學院。首任校長戴行悌先生，更於民國五十五年，另創一五年制之中國海專。對海洋應用科學人才之培植，貢獻良多。

民國五十六年，國立台灣大學奉命籌設海洋研究所，由朱祖佑先生任所長，準備招收研究生。是年，省立高雄高級水產職業學校，升格爲海事專校。

民國五十八年，海洋探測船九連號，加入海洋探勘陣容，由台大海洋研究所主持，從事各項海洋調查作業。同年內，中國石油公司與美國國際石油公司及GSI地球物理探勘公司合作，相繼在台灣海域，從事油礦地質之震測作業。

第三節　海洋學發展之趨勢

一、太空海洋學

太空海洋學始於一九六四年，美國國家航空及太空總署考慮如何從太空來研究海洋的方法和過程，以及未來的發展，由太空觀測海洋的精確性。

運用太空船作海洋研究場站，具有顯著的優點是：它可以一眼望到廣大的地球表面，同時可以在幾分鐘內橫越研究船要費幾天才能通過的地區，並藉感應器由人的肉眼和精細的電子裝備，且處於太空高度的便利，可以觀察出海洋大範圍的特性。

太空感應系統，一般說來，就是以複式波道法，使用從最高週率至最低週率，數個不同波長性能之感應器，來探測海面。這些儀器，計有：超紫外

線感應器，以及微波感應器等。當然，這些感應器都是被動的；因為它們不會放射任何能量，而只會感受來自海面的放射及反應能量。今天，惟一使用有效的系統，包括各種類型之雷達系統，以及可以測量惡劣洋面的雷射系統。

應用此類感應系統，所能完成觀測之海洋現象，可包括下列諸項：

(一) 主要海洋水面的溫度與鹽度製圖。

(二) 觀察和測量海洋的波浪，從較小的風浪，到具有最大破壞力的潮浪。

(三) 淺灘、暗礁，及其他航行障礙物的探測和製圖（有些雙子星的照片，業已被用以修正海圖。）

(四) 由於浸蝕或因其他變遷的海岸的連續製圖。

(五) 從洋面的顯示（如溫度、型式及顏色的改變等），而作大規模的洋流系統的探測。

(六) 冰山的監視，特別是為北大西洋的船運航道。

(七) 海岸情况變化之不斷監視。諸如：沖積物的運送、浸蝕、生物的生產，以及海水污染的分佈。

(八) 用葉綠素試驗，來測量大魚群的位置及生產力。同時使用遠距離溫度、鹽度，以及洋流變化指示器預測最佳的漁獲場地。

(九) 觀測及測量海空相互關係，藉以決定何種氣象以及何種海面交互影響所產生的變化情形。譬如追踪颱風與定其正確位置，包括其行徑的預測。目前由於對海面風暴的形成，有了更多的認識，從海面溫度的精確測量，故可預測海面風暴的產生。

(十) 測出和偵察遙遠地區的海底火山活動情形。

(土) 洋面大致情形的決定。海洋的表面，大部呈傾斜及局部不規則狀。軌道太空船，將能正確測量出這些變化。

(士) 使用地球物理學，測量磁場和引力以及其分佈情形。

在美國，太空海洋學計劃，已為太空和海洋提供出一共同注意的方案。美國是世界上目前惟一採用遙遠感應器作積極探測海洋的國家，縱然早期的進度一直很緩慢，但有充分的理由可以相信，未來的海洋學，將一定可以運用這些技術。因為這是第一次海洋學者將海洋置於「掌臂之間」，對於海洋大部份的現象作概要的研究。

總之，太空海洋學計劃的眞正目的，在經由當地的位置和起因的測量，可預測和檢示出許多海洋的現象。事實上如估計生物的繁殖力，而至更有效的魚類探索；由海洋氣象圖式的研究，而至惡劣海洋所形成的風暴系統如颱風等之預測；由洋面情況之探測，而使商船越洋的交通航線縮短，這些事

寶以及其他許多直接的經濟利益，均將由太空對海洋研究而終得達成。

二、應用海洋學

(一) 發展過程

1. 海洋自然現象之觀測與研究

溯自人類衍生於陸地始，已不知凡若干年代，然對浩瀚之海洋知識，則一向茫然無知。最初人們經由海上通商，或在海岸附近從事漁釣，雖歷若干年代，其對海洋之諸般現象，卻缺乏有系統之觀測與研究。直至一七七〇年，美國一學者富蘭克林，曾因船隻航行大西洋中，由於往返歐洲與美洲大陸之間，所需航行時間之差異很大，乃引起對海洋進一步研究之興趣，從而發現並繪出灣流 (Gulf Stream) 圖，以提示航海者，若利用此一海流來橫貫大西洋，當可縮短航行日數達兩星期之久。此可說為觀測海洋之自然現象，應用於人類之生活與活動之最早之例證。

2. 海洋諸般現象與周圍環境間之關係之研究

一八七二至一八七六年之間，英國軍艦「挑戰號」對於世界各海洋之探測，曾盡了劃時代的大貢獻，並為海洋學的研究，奠定了科學基礎。其後世界各國，受其所獲成功之影響，乃紛紛派遣探測船，至各海洋從事探測。在此期間，其所探測蒐集之資料，不僅止於海洋物理、化學、地質，以及生物等之本身現象；同時，亦且注意及於各該現象彼此間，以及與其周圍環境間之關係。例如海水溫度之變化情形，對海洋氣候所發生之影響；海流變動對浮游生物與魚類活動之關係；海流、海浪、潮汐對海岸地形之演變與海底沉澱及地質構造之關係等，此等現象之延續，已直接間接影響及於人類周圍之環境。從而深為涉及應用科學之範圍矣。

3. 海洋科學之應用於「利用海洋開發海洋」。

第二次世界大戰期中，潛艇作戰，潛艇為欲躲避驅逐艦上聲納之搜索，驅逐艦為欲確切偵知潛艇之潛航位置，兩者均需獲知當場水溫之變化情形。蓋水溫變化對音波之傳播路徑有着極大之關係。在某種水溫改變介面處，音波常起折射與反射，而形成聲納之死角。潛艇乃可在此死角範圍內與驅逐艦作起迷藏之遊戲。此為當時軍方積極從事於海水溫度之探測，以應用於海軍戰術之事證，此實為應用海洋學之起始。其他諸如波浪特性對船體之設計，對防波堤等之興築，以及海流，沉澱之分佈對海洋資源——生物與礦物之開發等，均為應用海洋學發展之形勢所趨。

(二) 應用範圍

1. 海洋工程

海洋工程可分爲土木工程、造船工程以及鑽井工程等項。土木工程包括海港工程、堤防工程以及海底隧道工程等，均需對海浪、潮汐、地質等有深入之研究方可。而海上鑽井工程，則除此以外，更需對海流，海水腐蝕性以及海洋氣象等有充分了解。造船工程在船體設計之先，即應考慮波浪之特性，以求船隻在航行中，能獲得最大之穩定度以及最高之航速。

2. 海洋資源之開發

海洋資源可分爲礦物資源與生物資源兩類。有關礦物資源之開發，例如海底石油礦之鑽探，必先瞭解海底之地質構造不可，此又涉及海洋地球物理探勘，即對海水、沉澱、以及海底各地層之音速傳播，有深切之了解不可；有關金屬礦物之開採，則需對海水以及沉澱之化學成份與組合情形，先作全面之調查與研究分析；其他如食鹽之提煉，海水淡化等，均需研究及於海水之化學組合成份。

至於海洋生物資源，又分爲海洋植物與海洋動物兩類，海洋植物常以海藻類爲主。海水溫度以及水中光合作用，常影響藻類以及珊瑚等之生存形態。海洋魚類之開發，需先調查漁場與魚類之棲息分佈等情形。此除需研究魚類之生理生態、產卵、迴遊路徑等，更需研究其與周圍環境之關係，例如水溫、海流之變化、水團之來源等，均爲影響魚類生存之基本要素。

3. 航海科學

過去之大圈航海法，已爲現代航海家所摒棄或部份放棄。蓋最新所採用之順浪法航行，已證明更能縮短航行所需之時間。其他如利用順流航行，亦可縮短航行時間，此等方法之應用，是航海家必需先對洋流之情形以及海浪之形成與特性等，有確切之研究與了解。其他如海洋氣象，海冰之流動狀況以及潮汐等之知識，均爲應用於航海科學上所不可或缺者。

4. 土地開發

土地有限，而人口繼續增加，政府爲增加農漁生產，乃有大幅開拓台灣西岸海埔新生地之舉。開發海埔新生地，首應研究海岸地形之演變過程。以及潮汐之情況等。蓋惟有如此，方可對工程之設計維護，以及土地之利用等，以最經濟之投資，而能獲致最大之效益。

5. 國防科學

海洋知識研究之應用於國防科學，除前述之聲納死角之應用於潛艇作戰外，其他如風浪、潮汐、以及海岸海灘地形之應用於登陸作戰，亦爲應予考慮之最重要因素。海洋生物在海中發生之叫聲，通常可干擾聲納音波之傳遞

，又海洋生物在受驚擾時，常有發光之本能，因此某一特遣部隊選擇夜間行動時，亦常有被敵機偵破之可能。

就戰略方面而言。目前從地面發射之彈導飛彈，或由戰略機携帶與發射之原子武器，因均以陸地爲發射或貯存基地，故一旦戰爭爆發，敵方可能先發制人，卽能在數分鐘之內，由預先之瞄準，而能全部予以摧毁。故從戰略上考慮，此等陸上固定之基地，卽有全部轉移至海底之活動基地——潛艇之議。此等活動之潛艇，因需時常保持於水面以下，故對深海之海流，海底地形，冰山活動等，非作全面之調査與硏究不可。

以上所述，均爲海洋科學硏究發展之趨勢。卽不論最初所作海洋一般現象之觀測與資料蒐集，或爲好奇，或僅爲純理論上之探究，最後此等觀測與硏究而得之成果，均將應用於人類與海洋發生關係之各種場合，甚或可顚倒此項因果，卽爲因應人類活動於海洋範圍之內，乃必需從事各項有目的之海洋觀測與硏究。此卽爲應用海洋學發展之形勢所趨。

三、理論海洋學

海洋學的硏究，過去重着於海洋諸般自然現象之觀測、分析、統計，以及與其周圍環境間之關係等問題。今則已更進一步對諸般現象發生的原因，具有濃厚興趣的討論，此應爲理論海洋學發展之趨勢。

在地質海洋學方面，諸如海陸形成的原因，海水生成的過程，海岸地形與海底地形演變的原因，以及海底沉澱的原因等，均爲理論的地質海洋學所硏究的課題。

在物理海洋學方面，例如海流學、潮汐學等之理論，雖然早已爲Newton與Laplace 等所提出硏究，但至今仍爲一般海洋學者最具興趣之硏究課題。其他如海嘯浪 (Tsunami) 之形成原因之硏究，似乎至今尙未獲得一較滿意之理論上之解答。

在化學的海洋學方面，過去祇着重於海水的化學性的硏究，今則更進而硏究海洋地球化學，硏究控制海水化學狀態的因素等問題。凡此種種，均顯示化學的海洋學，已趨向於理論方面的發展。

在生物海洋學方面，更已着重於生物生態的原理之硏究。以及生物生命的起源，演化等諸問題之理論。

習題一

1. 試述海洋學的定義。
2. 海洋學包括的範圍有那些？

3. 歐美方面海洋學發展的情形如何？
4. 今後海洋學發展的趨勢如何？
5. 太空海洋技術所能觀測之海洋現象有那些？
6. 海洋學之能應用於工程方面者有那些？
7. 海洋學之能應用於海洋資源開發者有那些？

第二章　海洋的形態

第一節　概述

一、地球的形貌

地球並不是一個眞正的圓球。它隨我們應用的場合不同，而有着不同的解釋（如圖２－１）。

第一　地表地形　：即我們平常所看到的地球表面的眞實形貌。如陸地的山脈、河谷，其最高海拔約爲八八六〇公尺。在此地球表面上，吾人雖從事實際之測量作業，但由於其不規則之形貌，故不適於作數學上之計算。此地球表面雖與地球之旋轉橢圓體面甚爲相近，但不儘相合。其半徑約爲六三七八及六三六七公里，但某些地方與橢圓體形狀之差，可達數公里之多。

第二　旋轉橢圓體面・由於地球表面的不規則，我們爲了簡化計算地球表面的位置起見，最便利的方法，就是採用一個簡單的數學面，而又非常接近於眞實的地球。這就是把地球當做一個旋轉橢圓體。地球表面點位之決定，就是以這一有規則之橢圓幾何面爲計算之依據。也就是把地球隨地軸轉動分爲三六〇度之經度。從赤道向兩極，各分爲南北九〇度之緯度。

此一橢圓體之扁率，由各測量學家運用世界各地之大地測量成果推得。其較著者有如下表：

推　　算　　者	年份	長半徑	扁率 $f=\frac{a-b}{a}$
Bessel	1841	6,377,397	1／299・15
Clarke	1857	6,378,345	1／294・26
Clarke	1866	6,378,206	1／295・00
Clarke	1880	6,378,249	1／293・5
Helmert	1907	6,378,200	1／298・3

International	1924	6,378,388	1/297·
Krassovsky	1940	6,378,245	1/298·3
Hough	1956	6,378,270	1/297·
觀測人造衛星推得	1961		1/298·24

橢圓體面上，每一緯度劃分所表示之距離，在赤道處爲每度等於110,567.2公尺，在兩極處每一度等於111,699·3公尺，在赤道與兩極間，約以每1%增加之。至於經度之長度，則隨緯度之增加而漸減，至兩極處長度爲零。

第三　水球體面(Geoid)：其地表稱大地位能面，亦稱大地水準面或平均海水面。如上所述，地表點位之確定，是以旋轉橢圓體面爲依據，而劃分爲經度與緯度，至於高程位置之決定，按理亦應以此面作依據，以計算各點與此面間之距離。但因水向低處流，就是由高出海面之點，流向較低之點。亦卽由位能較高之水準面，向位能較低之水準面流動。如以僅具有幾何意義之旋轉橢圓體爲高程之起點，則不能說明地球表面之物理運動。且廣大地區之測量，因旋轉橢圓體與平均海水面相距可大至二〇公尺或數倍於此數。是故位於陸海交界處之地形等高線，卽難以與海面銜接，而不能爲地圖所採用。因此地形上及工程上，均以平均海水面爲高程計算之基準。

又大地水準面，乃假定海洋處於完全靜止而平衡狀態時之海面。並由此延伸及於大陸地面之下，保持與水面位能相等之特性。精確言之，大地水準面，爲處處垂直於重力方向之等位面。如地球本身完全爲一橢圓體，且內部之密度均勻，則大地水準面與眞正之橢圓體甚相近。但因地表面之不規則，以及內部密度之不同，遂使大地水準面與橢圓體面相距大至達一百公尺者，傾斜度亦大至達一分者。

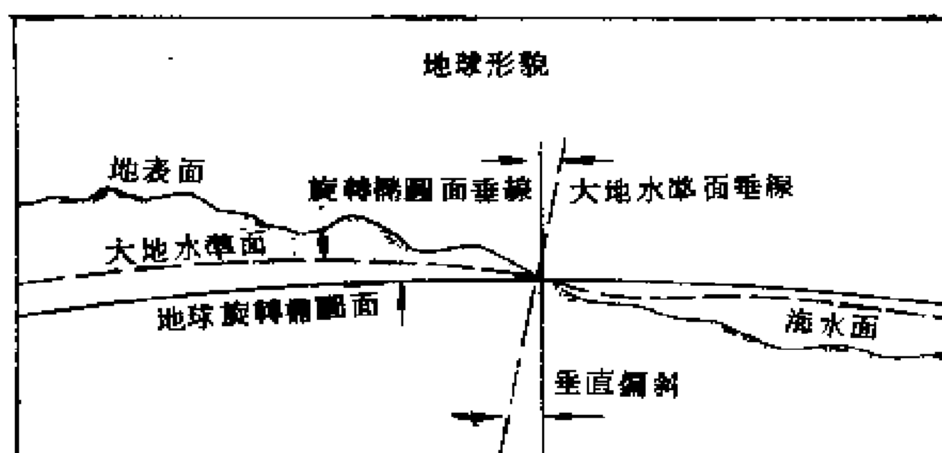


圖2-1　地球的形貌。

二、地球的大小

地球的大小，根據一九二三年Fowle所發表關於水球體 (Geoid) 之常數，其長半徑等於 6,378.388 公里，短半徑等於6,356.912 公里，兩者之差爲21.476 公里。故扁平率得爲297分之一。表面積爲510,100,934 平方公里。球體之體積爲1,083,319,780,000立方公里。

第二節　海陸分佈情形

一、海洋分佈的特徵（如圖2－2）

海陸分佈的特徵，可分下列四點來加以說明：

(一) 地球表面陸地，成四角體存在，以南極洲爲底座，其他三大部份，呈下尖上方之形狀，鼎足而立。

(二) 陸地與海洋有呈正反對稱之現象存在：

1. 南極爲陸，北極爲海，而呈對稱。
2. 歐亞非大部份陸地，與南太平洋之大洋面積成對稱。
3. 北半球之大陸成環狀分佈，南半球之海洋亦成環狀分佈。

(三) 海水環繞南極，向北極延伸，於各大陸間，形成三大洋，其中大西洋水域最長，由南極一直通到北極海，約覆蓋地球表面面積的五分之一。太平洋的水域，則向北達Bering海峽，並在此與北極盆地隔離。它比大西洋水域稍短，但寬度很大，約覆蓋地球表面積的三分之一。印度洋的水域，爲三者中最短者，約覆蓋地表的七分之一。

(四) 北半球有陸半球 (Land Hemisphere) 之稱，南半球有水半球(Water Hemisphere)之稱。其原因如下：

1. 北半球之陸地爲南半球陸地兩倍以上。
2. 海洋佔地表全部百分之七十點八。海洋在北半球佔60.7%，在南半球佔80.9%。
3. 以 5° 緯度帶計算海洋面積，則知在70°N至65°N處，海洋佔28.7%；在55°S至60°S處，則海洋面積已增至99.9%。

二、海洋的劃分

海洋是指大陸以外的全部水域而言。但因範圍的大小和位置的關係，而

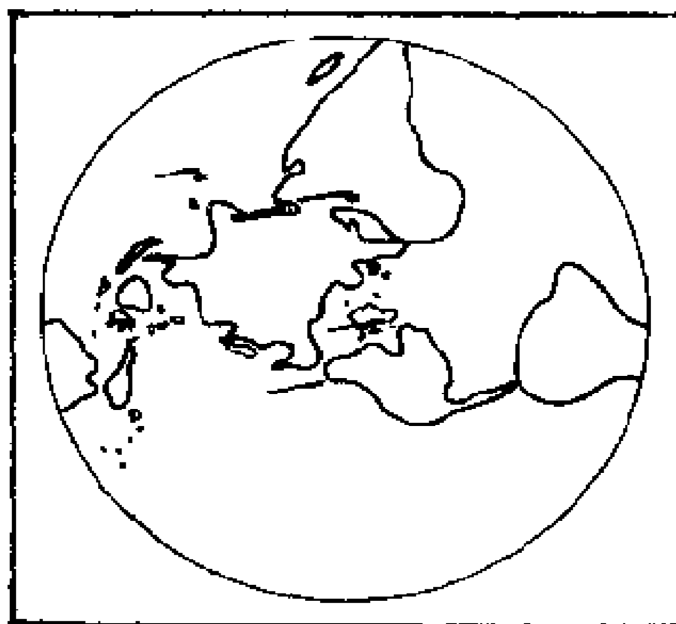


圖 2-2　海陸分佈情形。

有各種不同的名稱。普通可分為下列幾種：

(一)　大洋 (Oceans) 又稱世界洋 (World Oceans)

大洋之特徵，乃面積廣大，鹽度大致一定，而且有獨特之海流系統。

通常大洋所指之海域，爲太平洋，大西洋，印度洋，以及南冰洋與北冰洋等是。其相關界限：太平洋之東界爲南端 Cape Horn 至南極之 Graham Land 半島北方之 South Shetland 群島爲止。西鄰印度洋，則以馬來半島，經蘇門答臘、爪哇、帝汶、澳洲、 Tasmania 島，再沿東經147°子午線向南到南極大陸之 Nianis Glacier 爲止。在北太平洋與大西洋之界，則爲 Bering Strait 。印度洋與大西洋之界限，爲經過非洲南端好望角 (Cape Good Hope)之東經 20°子午線到南極大陸之 Lazarer 東方爲止。其他南冰洋爲環繞南極之海洋 (Antarctic Circumpolar Sea)，可以貫穿三大洋之部份。北冰洋 (Arctic Ocean) 則包括北極海 (North Polar Sea)，加拿大群島海(Canadian Achipelago)，Baffin 灣，以及挪威海 (Norwegian Sea)。

(二)　邊海或邊緣海 (Marginal Sea)

邊海所具之特徵，可以下列三點加以說明：

1. 與大陸接近，爲大陸的彎入部份，同時爲島嶼或半島所包圍。
2. 各邊海的深度、形狀與大小等極不一致。

3. 受潮汐的影響甚大。

邊緣海通常所指之海域，爲下列各海：南中國海，東海，日本海，Sea of Okhotsk, Bering Sea,北亞的Kara 與 Barents 海，南亞的Araabian Anda-man Sea, 北美東南岸的 Caribbean Sea, 另外如 Coral Sea, Java Sea, Celebes Sea 與 Bismark Sea 等均是。

(三) 地中海 (Mediterranean Sea)

地中海的特徵是：深入大陸內地，介於兩個以上大陸之間；有淺的海峽與大洋相連；其深度幾乎與大洋相當。

地中海所指海域，通常卽歐洲地中海 (European Mediterranean Sea) 簡稱地中海者，介於歐亞美三洲間之北極海 (North Polar Sea)，以及墨西哥灣(Gulf of Mexico)等是。

(四) 內陸海 (Inland Sea)

內陸海之特徵，可分下列三點說明：

1. 非介於兩洲之間 (Intracontinental Mediterranean)
2. 海水受河流注入之影響甚大，鹽份較大。
3. 潮汐之影響因幾與大洋隔絕，故影響甚微。

內陸海所指之海域，通常卽裏海 (Caspian Sea) 與黑海 (Black Sea) 等是。

三、海洋的廣袤

海洋的面積和平均深度，是用水球體面 (Geoid)作爲標準。根據以往海岸測量和深度的結果，可以推算出海洋的面積，容積和平均深度。

根據 Kossina 於一九二一年所發表之資料，地球整個面積約 510,100,934 平方公里，陸地佔 29%，卽 148,847,000 平方公里。海洋佔 71% ，卽 361,254,000 平方公里。海洋之平均深度爲3,795公尺。故全部海洋之容積，約爲 $1,370\times10^{6}$ 立方公里。

茲將各大洋的面積，平均深度，容積的分佈，以及其佔全部海洋的百分比列表如下頁

從表中可以看出，太平洋的面積，大於印度洋和大西洋的面積的總和。深度也以太平洋爲最深。其次是印度洋。至於容積，則太平洋幾乎佔全海洋容積的半數以上。印度洋和大西洋都不到四分之一。

又據統計，陸地的最大部份，乃爲海拔 100公尺左右之丘陵地帶，其平

海洋名稱	平均深度（公尺）	面積及百分比 10^6 平方公里		容積及百分比 10^6 立方公里	
太平洋	4,282	165.246	32.4%	707.555	51.6%
大西洋	3,926	82.441	16.2%	323.613	23.6%
印度洋	3,963	73.443	14.4%	291.030	21.2%
北極洋	1,205	14.090	2.8%	16.980	1.2%
其他	900		5.1%		2.4%

均高度則爲840公尺。海洋之大部份深度爲4,950公尺，其平均深度，則爲3,795公尺。若移山塡海，則地球表面將全部爲海水所掩，且其深度仍將爲2,430公尺。至於深度與面積的百分比，水深在6千公尺以上者，佔全部面積的1%；3,000 至6,000 公尺者，佔全球面積53.6%；3,000 公尺以下至0公尺者，佔16.2%；其中200公尺以內之淺海或大陸棚，佔此數之5.5%。

Gunter Dietrich 氏曾根據地圖與海圖上500公尺之等高線與等深線爲間隔，加以統計後，繪成世界海洋深度與陸地高度之百分比，及其累計曲線（如圖2－3）。卽可看出其梗概。

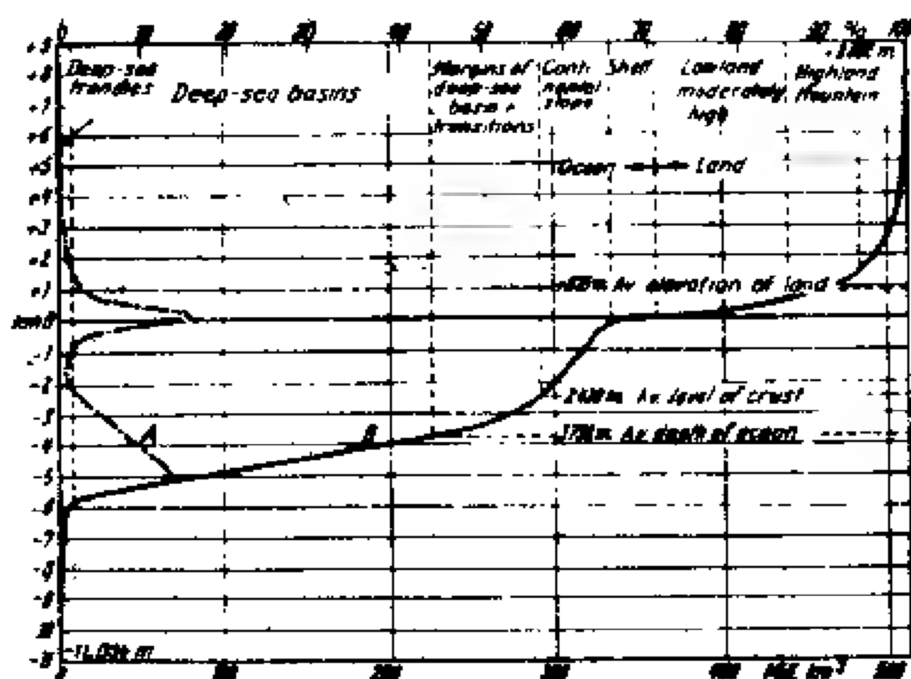


圖2-3 (A)世界海洋深度與陸地高度百分比；(B)水陸分佈曲線。

第三節　海陸的形成

一、地殼變動學說

地殼變動，並不一定是當初海陸形成的原因。但有關地殼變動的原因，各地質學家所提出之假說甚多，茲選擇幾種比較具有價值者。扼要介紹於下，或有助於讀者對此一方面之思考。

（一）　冷縮假說 (The Contraction Hypothesis)

冷縮假說，是十九世紀中期，由歐洲學者 Elie de Beaument (1852) 與美國 James Dana (1847) 所提出。後經 H. Jeffreys (1959) 加以闡揚。Jeffreys 在基本上假定地球當初有一個時期是完全熔化的，後來因為火山作用與內熱向外輻射的結果，使其逐漸冷却。不過他認為大約在 700 公里以下之地內部份並不冷却，體積也不改變。同時在最外一百公里的地殼部份，因已經冷却到達平衡的狀態，所以體積亦不改變。換言之，冷縮的作用，祇發生於 100 公里到 700 公里之間的層次之內。這一層次在收縮的時候，由於 700 公里以下的半徑是固定的，所以祇能從事本身的減薄，於是發生張力，影響到厚約 100 公里的外層，發生切線壓力，而產生地殼擠壓的現象。從而使地殼產生褶曲、斷層、岩漿入侵與波動等現象。此一現象，可以蘋果在乾燥時，產生表皮褶曲來予以說明。

（二）　等靜力平衡說 (The Hypothesis of Isostasy)

冷縮說所遭遇的最大問題之一，是無法解釋地殼的上下垂直運動。等靜力平衡觀念則可用之於此一問題之解決。此說係來自 Pratt (1855)與 Airy (1855) 兩人，後由 Dutton(1892) 加以闡揚。彼等認為地球地殼可見的平衡狀態，可以用地殼浮於密度較大的物質上面的觀念來解釋。沉積物的堆積，可使地殼下陷，侵蝕作用把物質移去，則可使地殼上升。如此，地殼的上下運動，便可以得到圓滿的解釋。一些學者便曾以此說與冷縮假說綜合起來，以解釋垂直與水平構造力的來源。

沉積物堆積可使地殼下陷的說法，已大大地違背了物理學的原則。因沉積物的平均密度，即使在一萬呎厚的沉積物重壓之下，也不過是 2.4 到 2.5 而已，但向斜地層下方的岩石密度則平均為 2.8 到 2.9，而且厚度十分大。我們知道，比較輕的沉積物，絕不可能將比較重的結晶岩石排開而下沉。因此這兩種關係，應該顛倒，即地殼下陷引起沉積才對。

(三) 脈動假說 (Pulsation Hypothesis)

此說爲美國地質學家Bucher(1933, 1939) 所提出。他認爲在地球的生命裡，內部本是不斷地在從事脈動，使地殼產生一系列反覆的膨脹與收縮，情形宛如人類心臟的動脈一般。Bucher 因此把地殼膨脹的時期，稱爲地心膨脹期(Diastolic Phase)，而把地殼收縮的時期，稱爲地心收縮期(Systolic Phase)。他認爲地殼在膨脹的時候，比較具有彈性的部份，便受到極大的擴張，因而變薄，結果在表層上發生陷落，而形成大地向斜，最後充滿了沉積物。等到收縮期來到，這些具有可塑性的地區，便被褶曲起來。

這一學說的優點，是可以說明垂直運動的原因，和地殼變動的週期性。但其所設想的收縮時期的狀況，與冷縮假說並無不同。此外，若謂地史上，地殼整體曾經發生過若干次的同時膨脹與同時收縮，未免不合事實。因爲過去不同的大地向斜，在垂直運動方面，並沒有時間上的一致性。

Bucher 的脈動假說，曾被 M.A. Usov(1936-1940) 與Obrucher(1940) 等加以改良。他們認爲在地球內部，地心膨脹的力量與地殼收縮的力量，是經常在互爭雄長，此消彼長的。若體積收縮，地殼將產生切線方向的變化，於是發生褶曲，逆斷層與酸性岩漿入侵的現象；若體積膨脹，則地殼將發生裂縫，基性岩漿流出。修正的理論，雖較 Bucher 的爲進步，但仍缺乏物理學上的基礎，以解釋內部各種作用發生的原因。

(四) 放射性循環假說 (The Hypothesis of Radioactive Cycle)

此說爲 Joly(1925. 1929) 所提出。彼認爲花崗岩的物質是存在玄武岩層的上面。花崗岩與玄武岩都含有放射性物質，可以產生放射性熱。此等熱能部份消失在太空中，部份在深處玄武岩層內的，因受導熱能力較低的大部物質覆蓋的影響，使熱力無法消失，便在大陸下方累積，溫度逐漸增高。玄武岩層開始熔化，體積膨脹，密度減小。地殼向下沉陷時，部份遂爲海水所入侵；地殼發生裂縫時，可至岩漿流出，形成火山。

此說在物理學上的敘述，相當模糊。有些學者，認爲地殼下方層次週期性的冷熱，是物理學上一件不可想像的事。因爲果眞如此，地球將會迅速進入熱的不衡狀態。再者 Joly 假設玄武岩的熔點低於花崗岩，亦不合事實。

(五) 放射性遷移假說 (The Radiomigration Hypothesis)

此說由V.V.Beloussov 於一九四二至一九四三年間所提出。彼謂廣泛分佈之放射性物質，各地不同。其增加地內溫度，可使地球膨脹，使地殼產生裂痕，熔岩流出。此種火山作用結果，可令熱能喪失，招致地殼下方層次冷卻。由於岩漿噴出程度不一，噴發地方不同，所以冷卻情況亦因地而異，冷

却快者，下方收縮較快，於是地殼下陷，冷却慢者，則相對上升。

放射性元素的遷移是不規則的，有些地方很慢，有些地方很快。根據 Beloussov 的推測，認爲在太古的時候，大地向斜的狀況是全球性的。但是隨着時間的過去，大地向斜乃漸漸局限於大陸平台之間的地區內。

(六) 岩相變化假說 (The Phase Transition Hypothesis)

Kennedy(1959)提出岩相變化說有下列兩個重點：

1. 大陸之所以上升爲台地，是因M*不連續附近岩石溫度的增加，使不連續下方密度較大的岩石，轉變爲密度較小的岩石，結果體積增大，遂將陸地升至高處。

2. 沉積物對地殼壓力增加，結果使下方M不連續附近輕的岩石轉變岩相，成爲較重岩石，於是體積收縮，使地殼下陷成爲地槽，長久時期後，因沉積變厚，放射作用發生，而使地殼上升。

(七) 對流假說 (The Hypothesis of Convection Current)

Ampferer(1906)爲最初提出這個觀念的人，他假定地殼下方物質的膨脹收縮，爲地殼上下運動的原因。他認爲當地下深處的物質發生膨脹，岩流便上升將地殼拱起。後來岩流發生趨向水平和向下的運動，於是便和上方的地殼摩擦，並把地殼岩塊帶着一起發生位移。如位移受到阻礙，即發生褶曲。Vening Meinesz (1952) 認爲對流通常成對發生，叫對流圈 (Convection Cell)。它們是以相對的方向，在地角之內循環。當它們沿着地殼的底部向下拖曳的時候，可使地殼向下褶曲形成根部，一面的沉積物因被迫減少佔據的面積，因而發生擠壓褶曲的現象，同時在另外的一些地方，則產生張力，

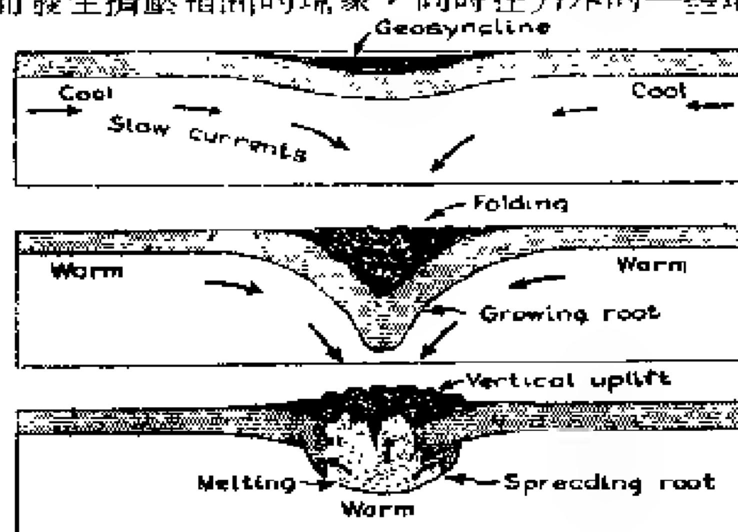


圖 2-4 由對流所形成之火山爆發或岩漿噴出。

*註：M不連續一詞，請參閱本書第 269 頁。

形成重力斷層。對流發生時，所造成的火山爆發或岩漿噴出等情形，可用圖表之如上（圖２－４）：

（八） 大陸漂移假說 (The Continental Drift Hypothesis)

此說爲 A.Wegener(1912), Argand(1922), F.B.Taylor(1923), du Toit (1927,1937) 及 Staub(1928) 等所提出，極受注意，且至今盛行不衰。

Wegener認爲花崗岩質的大陸，是浮在地內的玄武岩層的上面。後來由於受到太陽與月球引潮力的作用，結果使得地表的物質從東向西推移，同時離心力又使兩極向赤道產生壓力，遂將它們堆集在一起，形成一單獨之陸塊，叫 Continent of Pangea。這一現象，Wegener認爲是發生在古生代的時候。到了中生代與新生代，同樣的力量再把這一陸塊分裂開來，變成爲若干部份。美洲是從歐洲與非洲的邊緣分裂出來，向西漂移最遠，產生了大西洋。在漂移的時候，美洲西緣的岩層因受到玄武岩層的阻擋，是以褶皺起來，形成了Cordillera 與 Andes 等高山。非洲部份是從亞洲分裂出來，它的南部曾經順着時針方向旋轉過，讓出了印度洋的位置。

支持這一學說的證據很多，茲擇要列述如下：

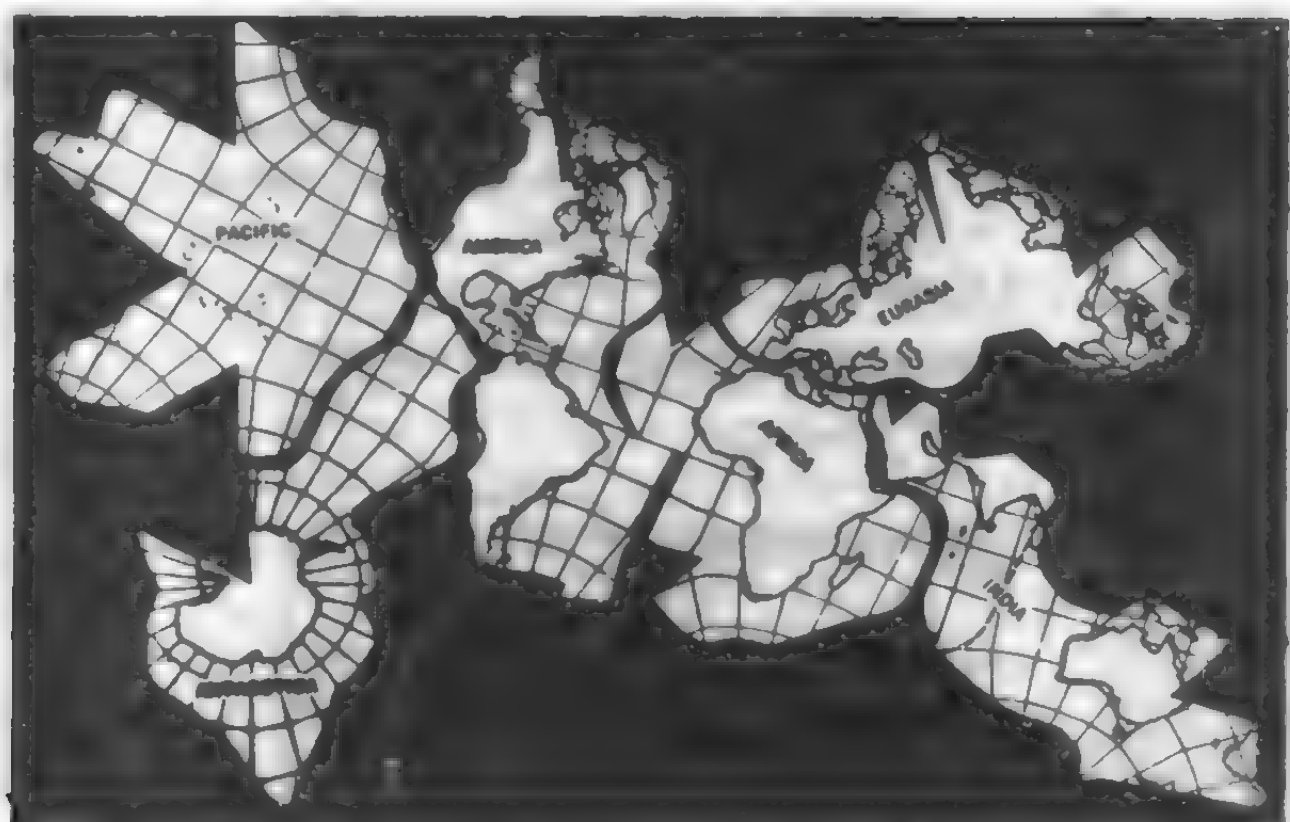


圖２－５ 大陸原爲單一之陸塊，後經分裂漂移成爲六塊。

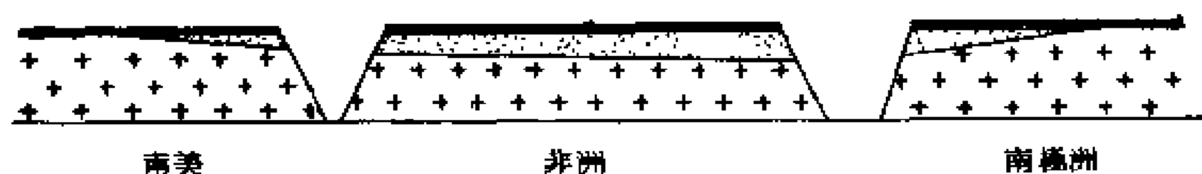


圖2-6　南美、非洲和南極在白堊紀前的地層剖面

1. 各大陸外形，可將其拼湊成爲整塊（如圖2－5）。

2. 在大西洋兩岸的白堊紀海洋沉積，幾乎可以完整地接合起來（如圖2－6）

3. 各大陸雖爲海洋所隔，但地質構造有連貫的跡象。

4. 南美、非洲、印度與澳洲古生代以前的動植物化石，極爲類似。

持反對者則認爲根據計算潮力等，不足使大陸漂移，且無法解釋上下波動及褶曲等現象。

二、海陸形成的原因

地球之形成，一般有兩種說法。一卽前述之冷縮說，主張地球可能來自太陽之一團熱氣體，經冷却凝結而成。地球在此冷却中不斷收縮，山脈與陸地就在此收縮中所形成的自然結果，好像蘋果風乾起皺一樣。但自十九世紀末葉，發現放射性物質，得知其在衰變過程中會放熱，地球如在冷却，則因放射而發熱之事，早該停止。故此說現已被摒棄。第二說，卽所謂膨脹說，此說主張地球係由宇宙塵或隕星物質所凝結，由其本身內部放射熱之部份熔化而起膨脹所形成者。現今解釋海陸形成的原因，乃以此說爲基礎。

支持地球膨脹說者(Hacm, 1935; Egyed, 1956; Carey, 1958)，對地球在陸地以下之地殼厚達六十公里，而在海洋下面之地殼則僅約五至十餘公里之事實，已提供最簡明之解答。蓋地殼當初所覆蓋地球之體積較小，因地球內部放射熱而膨脹 (Gohn Joly) 之故，地殼乃受張力減薄而用以覆蓋其所增加之地球面積也。此說並謂海底地殼減薄之程度，以在古生代最多，中生代較少，第三紀則更少，由 Termier(1952) 與 Strakhov(1948) Egyed(1956) 之古地圖可見其梗概。但地球膨脹觀念之本身，仍難以解釋海陸形成之原因。

George Darwin(1881)第一個提出月球脫離地球而形成太平洋之觀念，至今仍能獲得若干人士之共鳴。至於大西洋之形成，則係當發生此一突變時，將地球上所留下之整塊大陸予以撕扯離開而成。然其困難是南極洋之形成

，頗難適合此一假說。與 Darwin 相對者，是 Dietz(1959) 所提出之星球撞擊說。謂地殼表面係遭受星球之撞擊而擴散。太平洋與北極盆地之圓形，可與月球相比擬，此應爲其發生之來源。提出相似之觀念者，尚有 J.J.Gilvarry(1961) 。假若此說爲眞，則大西洋與其他平行之海盆地，當爲在星球撞擊發生後，地殼重組期間所形成之大陸漂移現象。此相對兩說之孰眞孰假。由於最近兩年來，美國太空人登陸月球之成功，由其多次從月球攜回土壤之試驗。業已初步獲悉月球之土壤，與地球土壤，甚難證明兩者相同。故月球爲自地球逃逸之說，似難成立矣。

至於海盆地演進之觀念， Dietz(1961) 曾提出所謂海床擴張說 (Sea Floor Spreading Hypothesis)。 Harry Hess (1960) 亦提出相同之論者。Dietz 認爲隨着地殼撞擊成塊後，地肉 (Mantle) 內之熱流圈因侵襲海洋部份之岩石圈，於是使熱流圈之上緣，完全暴露於海床之上部。海洋中間之山脈，卽爲此等上升輻散之證據，而地殼輻聚之現象，雖然在大陸邊緣之海溝處，可見初步輻聚之證據，實則係大部發生於大陸之下方。不像海床一樣，漂浮之大陸，僅部份地與其下方地肉（軟流圈）之對流力發生連結。故大陸雖位於輻聚之上方，仍有如一扣帶而施予壓迫。假若對流輻散，首先發生於大陸之下方，則必隨矽鎂質之地肉而流動，直至其獲得一動力均衡之位置，而止於一輻聚之處。

Hess 亦指出海洋山脈，卽爲新岩石圈經常產生之地點，從軟流圈上升之熱體，經冷却而結晶，結構亦隨之而改變。然後從山脈向外推擠，有如放置在巨大之「傳動輸送帶」(Conveyer Belt) 上，而被輸送至海洋邊緣之深海溝 (Ocean Trench) 。 Hess 假說又認爲岩石皆荷載着大陸，此觀點解釋了爲何大陸與大陸之間，年年在遠離（如圖２－７）。

一般又認爲地球如以整體來看，現已停止膨脹。當新岩石圈形成時，舊岩石圈亦必相對消失，此消失工作，卽在深海溝處進行。岩石圈層以約 45° 之角度，在此向下傾斜，有時竟能下沉四五〇浬，開始斷裂熔化，而爲地肉所併吞。此下沉之岩層所產生之物理性質與溫度壓力，相信足以造成震源很深之地震。

地球物理學家謂對流層並非指地肉會融化或如液體之對流。雖然軟流圈 (Asthenosphere) 之溫度，較一般熔點稍高。但因所覆之岩石圈 (Lithosphere) 有相當大之壓力，所以仍然是一種固體。在大西洋海底「傳動輸送帶」各向雙方移動，每年約一公分，換言之，歐非大陸與美洲之間，每年遠離約兩公分。歐洲與美洲卽如此被推開而形成今日之大西洋。

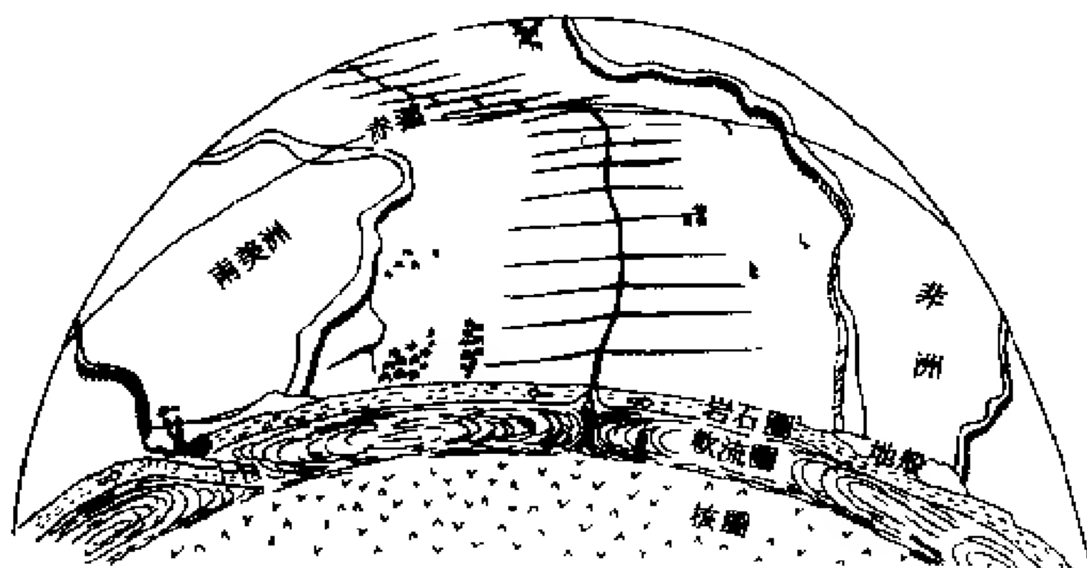


圖 2-7 海床擴張。軟流圈於海中山脈處上升，岩石圈於海溝處下沉。

太平洋一部份海床較薄，移動較快，根據最近之研究，科學家相信岩石圈沉入某些太平洋深海溝之速度，每年達十五公分（約六吋）。

形成海床之玄武岩，有良好之導磁性。J. Vine （范恩）認爲當此玄武岩自地內處流出置於地上，在冷卻時，地球磁場，將在此處發生極化作用。假若海床確實經常更新，因地磁磁極之轉變，必將沿着海中山脈，在平行方向，兩邊留下相對稱且具有一連串的段落性之磁力異常。雖在范恩之前，若干海洋學家發現海底明確顯示有磁帶或磁力異常。但經范恩分析後，於一九六六年，發現此等磁帶互有關係，他確認海中山脈兩邊向外磁帶有相對之關係，爲海床向外擴張之有力證明。

最近若干海洋研究機構所做之深海鑽探計劃，自海床採取岩心，給予科學家對磁場之倒轉，建立了一準確之時間尺度（Time Scale），有如古生物學家由古生物確定年代。由大西洋之鑽探，得知愈靠近海中山脈，沉積岩層年代愈新。即靠近海中山脈，地層最新，此又確切的證明了海床擴張之學說。

第四節　海水之來源

根據 Kuenen (1950) 之估計，目前海水之體積，約爲1,370×10^6 立方公里。此等海水進入海洋之來源與其收聚，頗值吾人討論。水之初期進入水文圈者，稱之爲岩漿水或初生水（Juvenile Water），此等水即爲通過全部

地質時間成爲海洋廣大儲水之來源。其源泉係依存於地殼層之噴出或侵入之火成岩中。岩漿水目前加入海洋之比率，未超過每年0.1立方公里或可能更少。此項估計係基於目前火山活動之情形而來。據悉隨同入侵火成岩，估計最多可產生每年2立方公里之岩石。從此等火成岩石所釋放出來之岩漿水，未有超過百分之五者，故每年可能產生之水當爲0.1立方公里或1/40立方哩。

自從寒武紀時期以來之600百萬年，海洋中之儲水應該已增加約60×10^6立方公里。故在寒武紀之初期，海水之總容量當已超過1,300百萬立方公里。此項分析中最可疑之點，乃是當地球長期發展過程中有關火山與侵入活動之總量問題。以目前之情形作爲估計之平均值，應是最好之方法。蓋若干地質時期可能產生較烈活動，而其他時期則又可能靜止未動。故猜想之此項總數似頗公平合理。

但並非所有地質學者均同意此一觀點。Twenhofel 認爲海水在全部地質時期，係呈穩定增加，而在中生代則以加速度增加之（如圖2—8）。Kuenen 認爲地球史之早期中增加迅速，但在晚近之1,000百萬年以來，則增加甚緩。Walther 認爲在中生代開始以前，海洋中甚少海水之存在。直至約200百萬年以前，海水之容量，始迅速突然增加。蓋 Walther 之論點，乃基於直至古生代以後，一直缺乏深海動物之化石，故彼認爲在當時應無深海環境存在也。

第五節　海平面之改變

海水之總量即使保持爲常數，但因無數不同之原因，可使海平面改變而不能維持靜止或長久。影響海平面之因素甚多，玆提其要者如下：若干此等因素，可導致局部海平面之改變者，如隨反冰河作用之地區均衡上升，或若

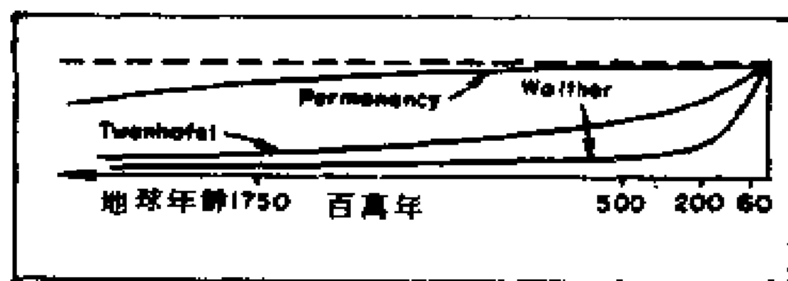


圖2-8：曲線所示乃 Twenhofel 等對海水容積改變之不同觀點

干大地向斜區域之下降。例如北海之南部即是。另外則爲局部之造山運動，例如 Wellington 港在 1851 年大地震後之海平面改變等是。其他影響全球海平面者，稱之爲海水進退運動之改變。

由於大地改變之結果，在不同區域可能發生不同之海平面改變。例如地球自轉速度之增加，可影響離心力並改變水球體 (Geoid)，以至促成赤道之膨脹與地極之收縮。地極若突然改變 10°，將可促使赤道處海平面上升達 2,450 公尺 (8,050 呎)。改變 1° 則可提升海面 245 公尺 (805呎)。而於其離開 90° 之處，則形成相等之收縮。

海水進退運動之改變，可能是由於海盆地容量之改變。由造山作用形成海盆地之結果，可促致海平面之負 (下降) 改變；由於沉積之結果，則可形成全球性海面之正改變。假若所有陸地被蝕成平原，海平面將上升 250公尺 (820呎)。以目前之剝蝕率，即每年約 12 立方公里估計，則海平面將以 3.3cm /1,000 年之速度上升。

在晚近一百萬年以來，由於海冰之反覆消長，亦爲海水漲退之顯著原因。其他如海洋溫度之改變，亦可發生相關之影響。假若全部海水容量上升溫度 1°C，將可導致海平面上升約 2 公尺 (6.5呎) (Fairbridge ,1961)。

在英吉利群島周圍所作驗潮證明，指出該國之東南部，正進行一種緩慢之海平面上升。在 Cornwall 之 Newlyn 及 Suffolk 之 Felixtowe 所作精確之驗潮結果，顯示在各地分別有 2.3mm /年及 1.7mm /年之海平面上升 (Valentin,1954)。

習題二

1. 試略述地球的形貌如何？
2. 何謂旋轉橢圓體面？
3. 海陸分佈的特徵如何？
4. 試述海洋劃分根據的特徵如何？
5. 地殼變動有那幾種假說？
6. 何謂大陸漂移說？
7. 何謂海床擴張說？
8. 試略述海陸形成的原因？
9. 海平面改變的原因約有那些？
10. 試述海水形成的原因？

第三章　海洋地形

第一節　概述

一、海洋地形分類

海洋地形，可分爲海岸地形與海底地形兩大部份。本章所述，乃就此兩類分別加以討論。

海岸地形，乃指低潮線以上之海灘地形。此部份因受波浪、潮汐以及漂沙等之影響甚大。故海岸地形之演變情形，頗爲複雜。本章除敘述其特徵等以外，並將就海岸地形演變之過程，予以分析討論。

海底地形，乃指低潮線以下之全部海底形貌。就其構造之大小，可分爲一等地形，二等地形以及三等地形等三大部份。一等地形，乃指大陸緣(Continental Margins)、海盆地(Ocean-Basin Floor)、以及中央海嶺(Mid-Oceanic Ridge)等三種。二等地形，乃指大陸緣又分爲大陸棚(Continental Shelf)、大陸坡(Continental Slope)以及大陸隆堆(Continental Rise)。海盆地又分爲深海海床(Abyssal Floor)，與海隆(Oceanic Rise)。中央海嶺，則分爲嶺脊(Crest)與嶺翼(Flank)等。三等地形，則指其他次要之地形。

二、地形述語

(一)　海岸地形述語

若干主要海岸地形之名稱，以圖例對照(如圖3－1)，並簡略解釋如下：

1　**海岸**(Coast)　永遠高出暴浪作用之上者，稱爲海岸。海岸之範圍，向內陸伸入，隨其地形演變之情形不同，故不一定。

2　**海岸線**(Shore Line)　海灘與陸岸連接之線，稱爲海岸線，有時又叫高潮線。

3　**海灘**(Shore 或Beach)　由平均低潮位(或較低低潮位)以上，至暴浪所能到達之處，稱爲海灘。通常海灘又可細分爲前灘與後灘。前灘(Foreshore)者，乃低潮線以上至灘面(Shore Face)與平階交界處之階緣線爲止。平常爲潮水及一般風浪所易影響之範圍。後灘(Back Shore)者，乃前灘與海岸線間之範圍。通常祇有暴浪，方能影響及之。

4　**海濱**(Shore)　通常乃指低潮面至高潮面間之範圍。

5　**近海**(Off Shone)　自低潮線向外，以迄大陸棚之邊緣。其範圍乃在本章所述海岸地形之外，而爲海底地形之主要部份。

6　**灘面**(Shore Face)　海灘平階外之傾斜部份，常受波浪冲擊流之襲擊者，稱爲灘面。

7　**堆積地帶**(Accretion)　由天然或人工結構物之阻攔作用，而使海灘漂沙逐漸成長沉積之地帶，稱爲堆積地帶。

8　**回流波浪**(Backwash Ripples)　波浪於抵達海灘後，再行回流(Backwash)，其在細粒沙灘上所形成之低幅波痕，稱爲回流波浪。

9　**沙洲**(Bar)　狹長之水中沙灘，在低潮時或部份在高潮時可露出水面者，稱爲沙洲。

10　**灘脊**(Beach ridge)　巨浪向平階內側所捲成之脊狀堆積物，通常多爲粗沙，卵石，貝殼等物者，稱爲灘脊。灘脊岸形，多與灘線平行。

11　**灘崖**(Beach Scarp)　巨浪所捲成之海灘懸崖，稱爲灘崖。

12　**平階**(Berm)　後灘中，斷面平坦之處，稱爲平階。

13　**階緣**(Berm Crest)　平階之外緣，稱爲階緣。

14　**新月灘**(Bight)　灘線微向內彎，或微呈新月形之沙灘，稱爲新月灘。

15　**沙錐**(Cusp)　海灘之突出部份，其形狀有如圓錐鼻者，稱爲沙錐。

16　**三角岬**(Cuspate Fore Land)　較大型之錐形突出海岸，稱爲三角岬。

17　**三角島**(Cuspate Sandkey)　錐形之沙島，稱爲三角島。

18　**突堤**(Groin, Groyne)　爲突出於海灘之結構物，用以阻攔水流波浪，以控制海灘免受侵蝕者，稱爲突堤。

19　**防波堤**(Jetty)　較長之突堤，用以保障航道，使其免受波浪流沙等影響之結構物，稱爲防波堤。

20　**沿岸沙洲**(Longshore Bar)　沿岸沙溝外之沙堆，在低潮時，能露出水面者，稱爲沿岸沙洲。

21　**碼頭或防波堤**(Mole)　固結在地面上之海岸結構物，可供船舶停靠者，稱爲碼頭；專作防浪之用者，稱爲防波堤。

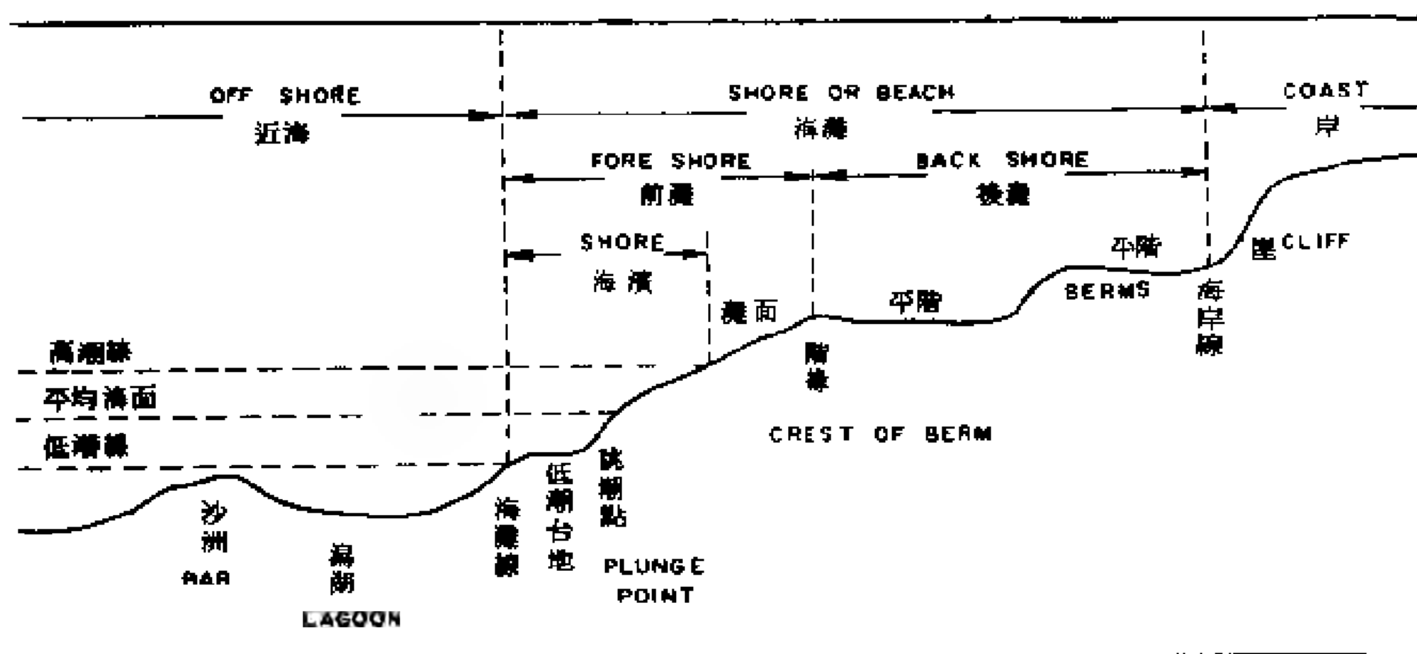


圖 3-1 海灘剖面圖。

22 **灘頭** (Nearshore) 灘線與碎波帶間之狹長地帶。

23 **越流** (Overwash) 越過階緣部份之冲擊流，稱爲越流。

24 **護岸** (Revetment) 防止陸地受侵蝕之海岸結構物，稱爲護岸。

25 **潮痕** (Rill Mark) 退潮時小股水流在沙灘上所形成之痕跡，稱爲潮痕。

26 **離岸流槽或流框** (Rip Channel) 離岸流所冲刷成之沙谷，且常與沿岸沙溝垂直者，稱爲流槽。

27 **沙穹** (Sand Domes) 海灘上陷下之半球形穹窿，稱爲沙穹。

28 **卵石灘** (Shingle) 圓形卵石所形成之海灘，稱爲卵石灘。

29 **浪跡** (Swash Mark) 冲擊流在海灘面上所遺留之痕跡。包括沙紋、雲母、海草等物之踪跡，稱爲浪跡。

30 **連島沙洲** (Tombolo) 連接島嶼或礁石與大陸間之沙洲，在高潮時仍有部份露出水面者，稱爲連島沙洲。

31 **冲擊流** (Uprush, Swash) 波浪破碎後，衝上灘面之海水，稱爲冲擊流；一旦與灘面接觸後，沿灘面向外回流之水流，稱爲回流 (Back wash)。

(二) 海底地形述語

海底地形，亦與陸地一樣，高低起伏，崎嶇不平。歷來航海家與海洋學者，對海底地形之命名，常難求其統一。有著同一地形卻予以不同命名，有者則同一名詞卻用於不同之地形。茲將常用之名稱，配以圖示（圖 3－2），並解釋如下。

1 由地殼變動所生成之地形

(1) 凸起部份 (Elevation)

A. 海隆 (Rise)：長而廣之凸起地形。邊緣傾斜極緩。

B. 海凸 (Swell)：爲縱橫直徑相等之隆起地形。

C. 海脊或海嶺 (Ridge)：長而狹之凸起部份，其兩側之坡度甚陡，且地形極不規則者，稱爲海脊。類似陸上之山脈，有蜿蜒曲折數千里者，如大西洋中之 Mid-Oceanic Ridge 即是。

D. 海檻 (Sill)：分隔兩海盆地間之海脊或海隆。

E. 海峰或海山 (Sea Mount)：自海底升起之孤立山峯，其頂端仍在水平面下者，稱之。

F. 海坪 (Guyot)：平頂之海底山，亦稱海桌 (Table Mount)。

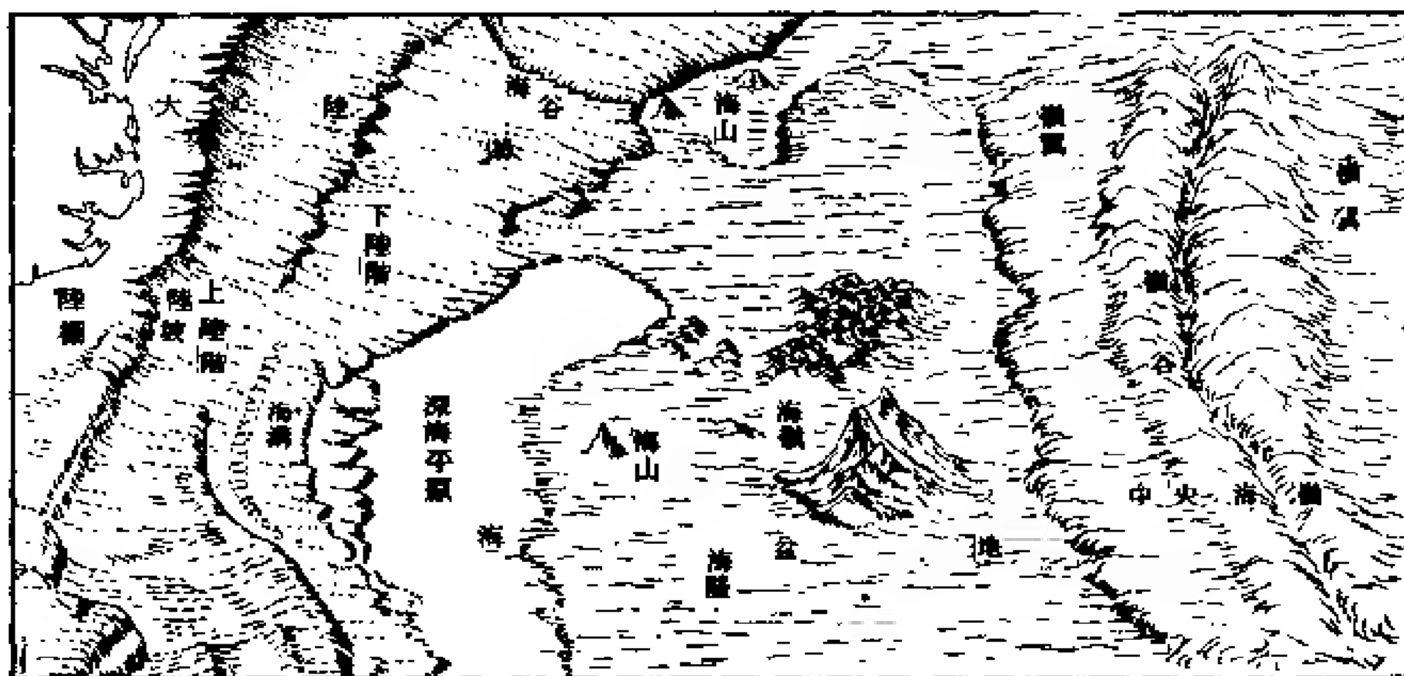


圖 3-2 海底地形圖。

G. 深海台地 (Deep Sea Terrace)：高出深海底550公尺以上之台地。

(2) 凹入部份 (Depression)

A. 海盆 (Basin) ：範圍較大之凹入地形，成圓形或橢圓。

B. 海溝 (Trough)：狹長並且幅緣相當寬廣之凹入地形，其側壁傾斜極緩。通常沿大陸斜坡存在。

C. 海渠 (Trench)：細長並且幅緣比較狹小的凹入地形，其側壁傾斜很急陡。通常亦沿大陸斜坡存在。

D. 深淵 (Deep) ：是凹入地形的最深部份，普通多存在於海溝或海渠中。

E. 海槽 (Forrow) ：是大陸棚沒入地殼的裂溝，差不多和海岸成直角方向。大都是河道的延長，出口在大陸斜坡者。

F. 深海平原 (Abyssal Plain)：深海盆地或附屬海之海底，其起伏小於二公尺以內之極端平坦部份，稱為深海平原。

2 由侵蝕 (Erosion) 沉積 (Deposition) 與生物活動所造成之海底地形

(1) 從大陸邊緣沿海底到深海平原所經之地形。

A. 海濱 (Shore) ：高低潮線間之海灘。為海水侵蝕最烈之處。本章係列入海岸地形之內。

B. 大陸棚 (Continental Shelf) ：圍繞大陸之淺海台地，從海灘緩慢下降，到斜度急劇改變之處，稱為陸棚。通常陸棚之水深多在200公尺之內。也有稱為大陸礁層者。

C. 大陸斜坡 (Continental Slope) ：或簡稱陸坡。從陸棚外緣到海凹之急劇斜坡，稱為陸坡。

D. 海坡 (Sea Scarp)：長而陡之深海斜坡，稱為海坡。

E. 陸階 (Continental Rise)：為大陸斜坡下方之高起地帶，範圍寬廣，似為大陸棚之台階。亦稱大陸隆堆。或稱陸裙。

F. 深海沖積扇 (Deep Sea Fan)：陸坡傾斜較緩處之小型沖積平原稱為深海沖積扇。

G. 島嶼裙 (Archipelagic Apron) ：圍繞海洋島嶼之扇形斜坡，稱為島嶼裙。其與深海沖積扇不同之處，乃覆蓋在扇形斜坡上之沉澱甚少。

H. 深海道 (Deep Sea Channel)：切割深海沖積扇之峽谷，而延伸至海盆者，稱為深海道。

I. 海谷（Canyon, Valley, Gully, Gorge）：橫切陸棚或陸坡，或兩者之狹谷，稱爲海谷。通常爲大陸之深谷，延長而沒入海底。

(2) 突出於海凸部份之局部地形：

A. 海堆（Bank）：海底沙灘，不妨礙船隻之航行者，如台灣堆等是。

B. 海洲或淺灘（Shoal）：海底淺灘，水不深，對船隻航行具危險性者。

C. 海礁（Reef）：岩石或珊瑚礁所造成之海底地形，有時露出水面，對船舶航行最爲危險者，稱爲海礁。

第二節　海岸地形

一、海岸形態分類

海岸各類形態，均有其演變之過程。歷來對海岸作分類之討論者，最主要有二說。一爲Johnson（1919）所倡分類法，一爲Shepard氏（1937）所倡之分類法。茲分別介紹如下：

(一) Johnson氏分類法

Johnson氏分類法，區分海岸爲四種主要類型。目前已爲一般教學者所廣泛採用。此四種類型爲圖3－3所示：

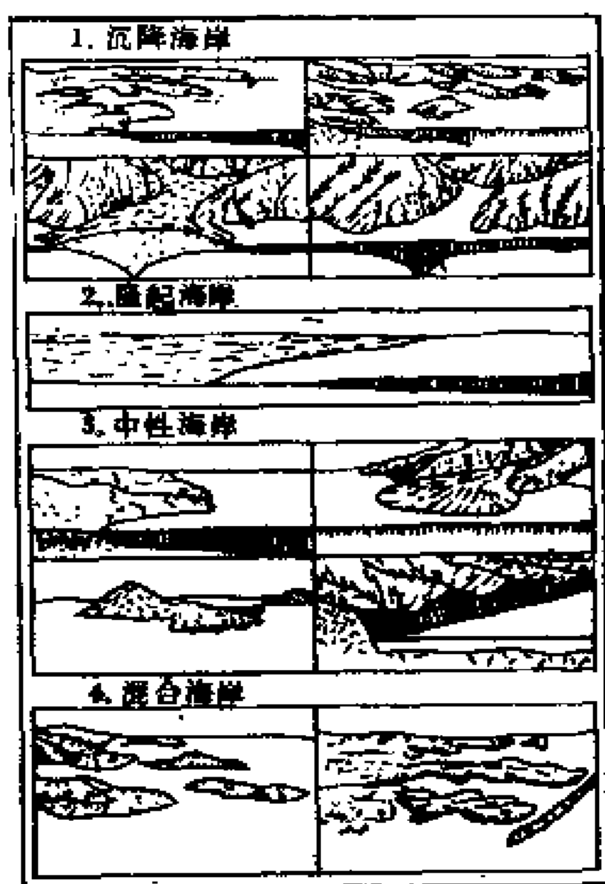


圖3－3　Johnson氏之海岸四大類型。

1　沉降海岸（Shore Line of Submergence）：

沉降海岸起源於陸地之下沉或海平面之上升。若原形平坦，則所成新岸平直，且有寬廣之淺灘。若原地崎嶇，則新岸亦複雜而不規則。卽舊日之山坡或山丘成爲半島或島嶼。峽谷則成爲海灣。圖3－4乃示沉降海岸各期之演變情形。

(1) 初期（Initial Stage）：　初期

之特徵爲海灘線極不規則，有許多支灣，蝕谷、半島或島嶼等。海底則高低起伏，此均爲過去之陸地。

(2) 青年期 (Youth)： 崖及島嶼突出之部份，受波浪之侵蝕而形成所謂 Cremiate Shore Line ，砂灘及砂嘴隨而發展。海岬及外島所受侵蝕更加嚴重。

(3) 成熟期 (Maturity)： 進入成熟期之海岸，多數特殊形狀逐漸消失。諸如海岬向後消退，砂帶自海岬之一端向另一海岬伸展，海灣逐漸沉積。至完全成熟期，則灘岸完全向後消退與海灣之裡側齊平。

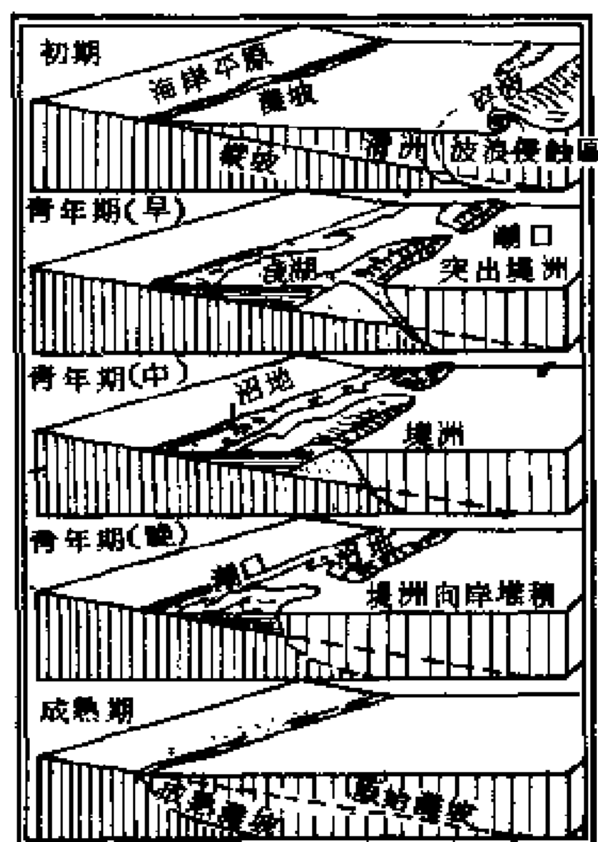


圖 3-5 隆起海岸之演變。

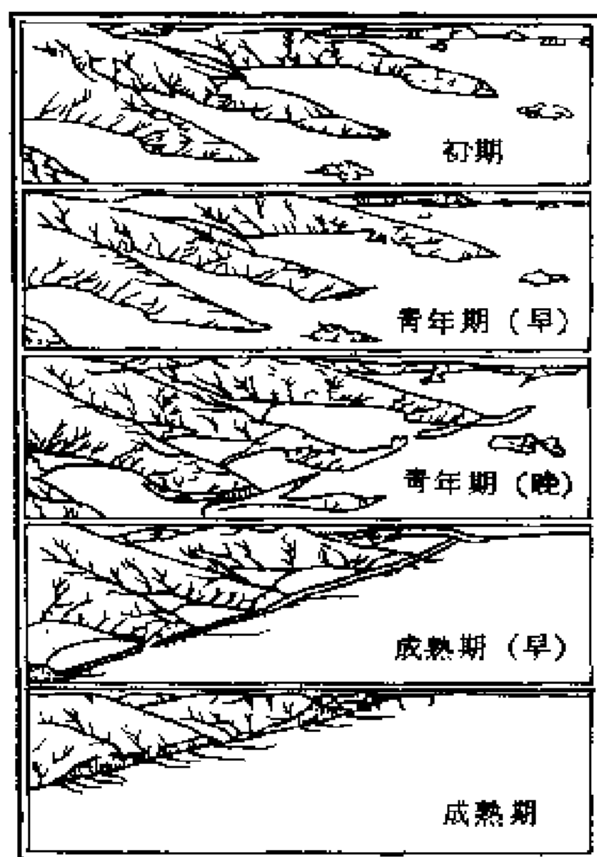


圖 3-4 沉降型海岸之演變。

2 隆起海岸(Shore Line of Emergence)：

隆起海岸起源於陸地之上升或海平面之下降。原始海底因長期之海水作用而呈平整，故隆起之新岸亦平直而少海灣與島嶼。其演變過程如（圖 3－5）下：

(1) 初期： 初期之特徵爲平直而整齊之等高線，灘坡較少因大多數之波浪均在灘前破碎，祗有少數波浪能到達岸脚，其所侵蝕形成之低崖，則稱爲Nip。灘前破碎所形成之底質，堆成與灘岸平行之堤洲。

(2) 青年期： 本期最顯著之現

象，爲在堤洲與陸岸間之低地，形成鹹水湖（Lagoon)。

(3) 成熟期： 堤洲完成後，向岸運動之波浪，有將之向淺水湖或陸地方面推動之傾向。因之，當堤洲全部與陸岸接連後，以離坡較大之故，水深因而較大，可供較大型波浪運動之需要。離岸遂稱成熟。

3 **中性海岸**(Shore Line of Neutral):

中性海岸，Johnson 又將其分爲六類：即三角洲（Delta Shore Lines)、冲積平原岸(Alluvial Plain Shore Lines)、冰積平原（Outwash Plain Shore Lines)、火山岸（Vocano Shore Lines)、珊瑚岸（Coral Shore Lines）以及斷層岸（Fault Shore Lines）。

4 **混合海岸**（Compound Shore Lines)

海岸互有隆起及沉降過程者，稱爲混合海岸。如圖3－6所示，乃先上升後沉降之海岸。圖3－7則爲先沉降後上升之海岸。

(二) Shepard氏分類法

Shepard 氏之分類法，係區分海岸爲兩大時期，各時期分別具有若干基本形態，茲分述如下：

1 **青年期**——地形尙未受海洋營力之作用者：

(1) 因台地受侵蝕，或冰川侵蝕，地層扭曲現象等，因而下降者。有河谷下降岸，冰川下沉岸兩種。

(2) 台地沉積型。又可分爲河積岸、冰川沉積岸、風積岸、植物叢林岸等四種。

(3) 火山活動型。又可分爲新近熔岩岸，及火山爆發崩塌岸。

(4) 地殼擴變型。可分爲斷層岸，摺曲岸。

2 **成熟期**——海岸地形主要係受海洋營力之作用而形成者：



圖3-6 先抬高後下陷之海岸。



圖3-7 先下陷後抬高之海岸。

(1) 海蝕型。又可分爲平直岸與不規則岸。

(2) 海積型。又可分爲平直岸，伸展岸、沙洲及沙嘴岸、珊瑚岩岸等。

二、海岸形態之演變

(一) 演變的原動力

海岸形態演變的現象，不外陸岸向海伸展，及陸岸消退沉降於海下之兩種情形。凡此兩種情形之發生，或爲上升，或爲下沉，必均有其促成之原動力。若將此等原動力區分爲非海岸性與海洋性兩類，實頗能說明海岸形態演變之情形。茲將此兩類原動力分述如下：

1 非海洋性營力

非海洋性營力又可分爲地殼劇（突）變，及地表物質漸移等兩類：

(1) 地殼劇變或突變：有地殼斷層、地殼褶曲、地震（火山爆發、地殼構造運動、微震等），及冰川侵蝕等諸種情形。

(2) 地表物質漸移：乃爲重力，月球引力、地球自轉、河川侵蝕與沖積、風雨侵蝕、熱力改變、人爲改變等諸因素。

2 海洋性營力

海洋性營力最主要者，可分爲洋流、潮流、風浪、海洋生物、海洋植物等之作用數類。

(二) 演變與分類之討論

1 Shepard氏海岸形態分類之討論

Shepard 氏將海岸形態分爲青年期與成熟期。青年期爲未受海洋性營力之作用者。成熟期則主要係受海洋力量之作用。各期因原動力不同，而有不同之海岸形態。

誠然，根據現代塵雲學說，解釋大陸與海洋生成的過程，略謂地球是由很多固體粒子在氣體的媒介中凝集成的。首先岩石地表高低不大，後因存於矽酸鹽中之放射性元素衰變放射出熱，發生岩漿分體作用，使較輕物質上升，較重物質下沉。岩漿活動猛烈，火山作用發生。海洋和大氣乃逐漸累積而形成。

在此之前，地形無海洋營力之作用，主要係受岩漿活動之影響，Shepard 氏將其分爲青年期。其後受海洋力量作用而爲成熟期。

此一分類，不僅未能細分出海岸形態眞正（即彼所謂成熟期內）之演變過程，且所謂青年期與成熟期，亦有矛盾之處。因自海洋形成後，部份海岸形態之演變，仍有受較多陸地因素之影響者。且地殼岩漿之活動，並非因海

洋之形成即已停止。故所謂成熟期又可能回復到青年期。而此一分類最大之缺點，是無法預測某一海岸之演變情形。

2 Johnson氏海岸形態分類之討論

Johnson氏區分海岸爲四大形態。即沉降型、隆起型、中性型、複合型。若以久遠年代之演變情形考察之，則顯有不符實際之處。蓋現代地質學研究之結果，證明全部海岸幾乎均有沉降與隆起之過程。基此，則各型海岸，均應列爲混合海岸矣。且中性海岸之三角洲、冲積平原、冰積平原、火山岸、斷層岸等，均係指非海洋性營力所形成之岸形而言。其實此類海岸之形成特徵，雖較顯著而特別，然毫無疑問地，仍有受海洋性營力作用，而逐漸演變爲上升或沉降形態者。如火山島嶼孤懸海中，由於海蝕劇烈，每使海岸後退，海水前淹，海岸範圍愈形縮小。基隆外海之彭佳嶼本爲火山小島，經長期海蝕後，其火山口之東半部，已被蝕消滅，目前所餘者僅西半部，此即一例。

尤有進者。Johnson氏對各類型海岸之演變過程之解釋，實祇觀察其演變之外在情形，而未能進一步探究其演變之原因，故對海岸久遠時期以後之演變發展，有失推論之依據。蓋海岸演變之原因，實爲吾人亟需研討之對象。明乎此，方有助於若干地形學上觀點之建立，與問題之解決。

三、海洋性營力之作用過程

一般對海洋性營力之觀察，僅注意於沿岸之波浪作用。因此對於解釋岸形演變之原因，往往當海岸爲沉降型時，則謂受波浪之侵蝕所致，當海岸爲隆起型時，却又謂受波浪將沙土向岸堆積而成。故吾人若仔細推敲此一解釋，即不難發現其未曾深入探究，且有自相矛盾之處。

其實吾人當知海洋性營力，除波浪以外，尙有洋流與潮流（概稱爲海流）之作用。海流與波浪對海岸之影響，可拿一個譬如來說明：海流正好像一輛有自動裝卸沙土設備的卡車，波浪祇是幾個站在一旁輔助裝卸沙土的工人而已。海流可以源源不斷地將遠處的沙土搬運而來，到達目的地的岸邊，即打開機關卸下沙土而去。波浪祇是接着做些除堆塡坑的勻土工作。或者待在海流要裝運沙土的岸邊，幫助將堅固的土石岸質鏟削下來，好讓海流（卡車）運走而已。因此可知，波浪對海岸演變過程中，所扮演的角色，有時是堆積作用，有時却又是侵蝕作用。

由此得一結論，對海岸演變的情形，吾人所應研究者，似當着眼於海流喜歡在何處搬運沙土，又喜歡將沙土運往何處去。以及搬運的方式又是如何。

至於其他因素，如海洋生物對海岸之侵蝕作用，以及海岸植物因滯留泥沙作用而起之堆積情形。甚至內陸河流在河口附近海岸所生流沙之沖積，均僅僅祇是扮演一些搬運工人而已。若有卡車將沙土搬走，則即使有河沙沖積之海岸，亦將成爲沉降型海岸。若無卡車搬運，則即使受風浪劇烈侵蝕之海岸，亦將穩定而成爲無重大變化之岸形。以下乃將海流對海岸作用之情形，試作分析討論。

海流在海岸附近流動的方向，不外兩種情形。一種乃海流與海岸平行；一種則以某種角度流向海岸。雖然在某一海岸附近之流向，並非永恆不變，或爲幾小時周期交替之兩相反平行流，或爲平行流與向岸流成周期交替，或爲不同角度之向岸流之周期交換。總之，其平均之最後流向量，仍不外上述兩種情形，而爲影響海岸演變之因素。

(一) 平行於海岸之海流作用

平行於海岸之海流，往往是造成沉降型海岸演變之主要因素。如圖３－８所示，此種平行之海流，對海岸突出之岬角，有逐漸沖刷削平而成崩塌海岸之現象。其在前方形成之沙堆，若有相反之平行流發生（如潮流即常有此種情形），亦將不復存在。流入海灣內之迴流，且可帶動此種沙土，逐漸堆積於灣底，而形成海灣淺灘。若此等海灣甚大，且向內陸伸張之程度甚遠，則時日久遠，積沙愈多，該等海灣，即可局部成爲上升型之海岸。然若此等海灣甚小（小型），當平行沖刷海岬之作用甚劇，則終將使全部海岸線削平，而形成沉降型海岸之成熟期。如圖３－８中之 (2) (3) 是也。

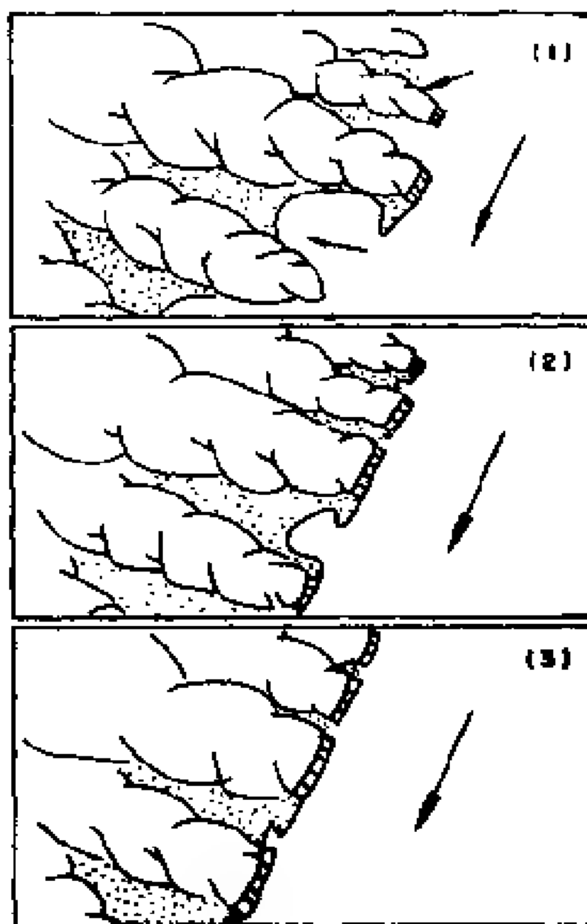


圖３－８　平行於海岸之海流作用。

(二) 向岸海流之作用

向岸海流，乃海流成某一角度流向海岸。此類海流，常爲形成隆起海岸之主要因素。如圖３－９所示。

1　元始海岸

陸地與海洋形成後，海岸初受海洋中海流之作用，海灣內逐漸為流沙所淤積（同時亦受河谷之冲積）。

2　平原海岸

海灣積沙逐漸向外伸展。終於形成平原。此類平原，雖或有受河谷冲積之影響者，然主要因素，仍以係受海流之影響為大，蓋向岸海流不僅不能將河流冲積帶走，且可在沿岸將積沙作適當之安排。

3　沙洲海岸

海流於海岸外，其底層海流推沙形成沙洲；而上層流則同時越過此類沙洲，當到達海岸時，乃受折回流，而於沙洲裡側與海岸之間，形成一種沿岸流（Littoral Stream），並沿岸造成一種長形之水溝。

4　湖沼海岸

沙洲逐漸堆高而狹長，當海流無法再越過此類沙洲而奔向海岸時，沙洲裡側之水溝，乃開始形成一鹹水湖（Lagoon）。開始時，此類鹹水湖，尚存留一潮水進出口。

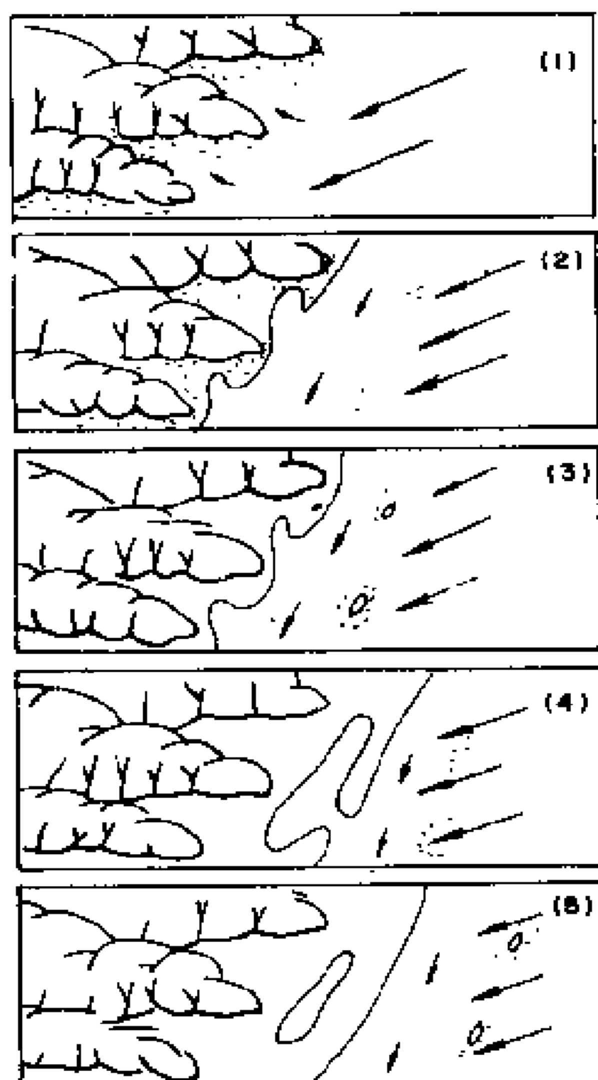


圖 3-9　向岸海流之作用情形。

5　沙丘海岸

鹹水湖逐漸淤積，乃為人們開闢成為魚塭、鹽田，或農地。於是海岸可謂成熟，而外側乃為沙丘之海岸。

四、台灣海岸地形

台灣海岸地形之演變，顯然受海流之影響甚大（請參閱石油季刊第五卷第一期，拙著「台灣海岸地形之研究」一文）。台灣海域之海流，可分析為風流、潮流與洋流等。茲先將此等海流之情形，說明如下（圖 3－10）。然後再介紹台灣各區之海岸地形。

風流　台灣海域冬季多東北風，夏季多西南風。依Ekman Spiral法則，風

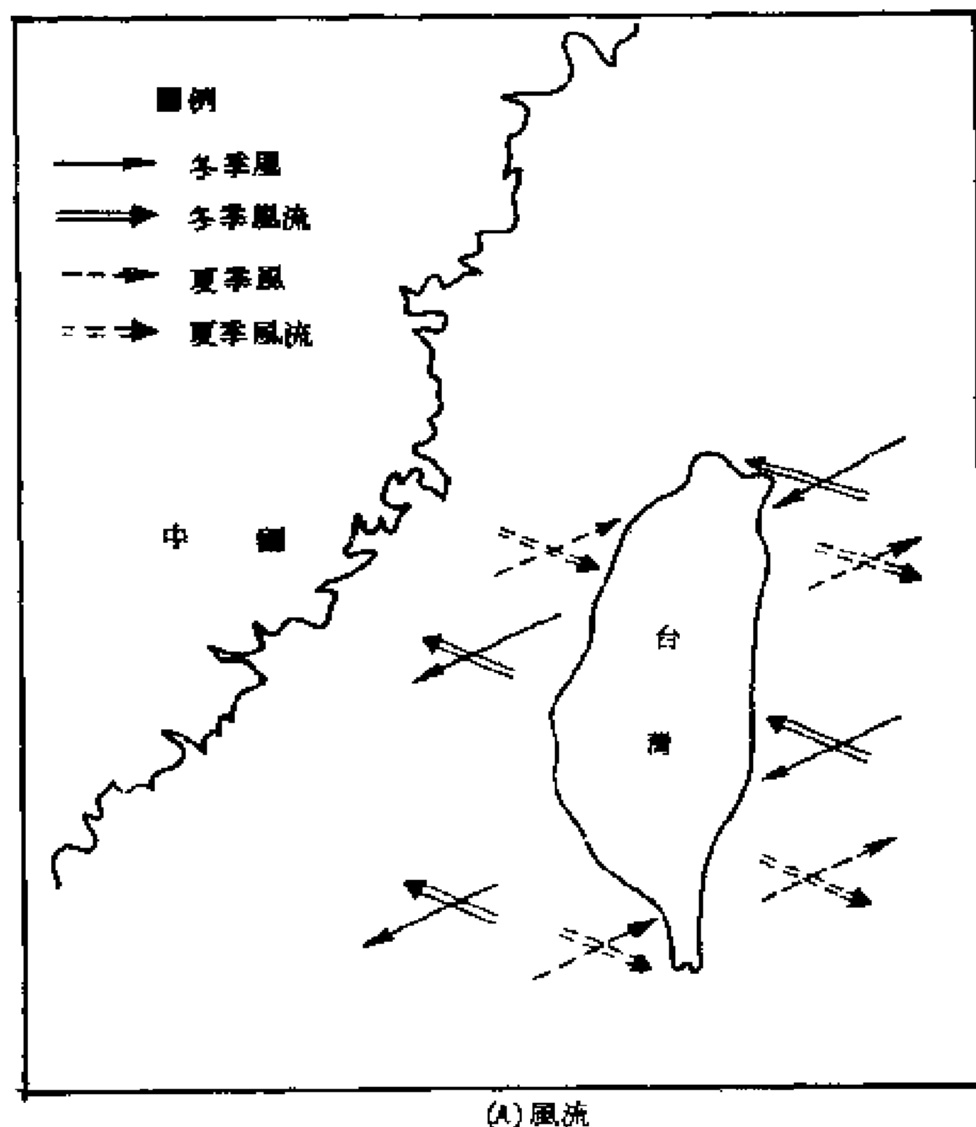
流在冬季應向西流，夏季則向東流。

洋流　台灣東岸外海，有著名之黑潮，流向自南向北，平均流速約兩浬。其支流自台灣南端進入台灣海峽，因受潮流之影響，故不甚顯著。

潮流'　東岸外海之潮流，因受黑潮之影響，而不顯著。在西岸台灣海峽中，漲潮流從太平洋海域，經由海峽兩端，進入台灣海峽；落潮流，自海峽中向海峽兩端流出。

(一)　台灣東海岸地形

東部海岸，因受東北季風風浪侵襲，與黑潮之沖刷，乃逐漸形成其崩塌之形態。其所崩落之沙石，則同時為黑潮之巨大力量所衝走。不僅如此，離岸不遠之海底，亦因受黑潮之沖刷，水深立刻深達數千公尺之多。而沿岸地



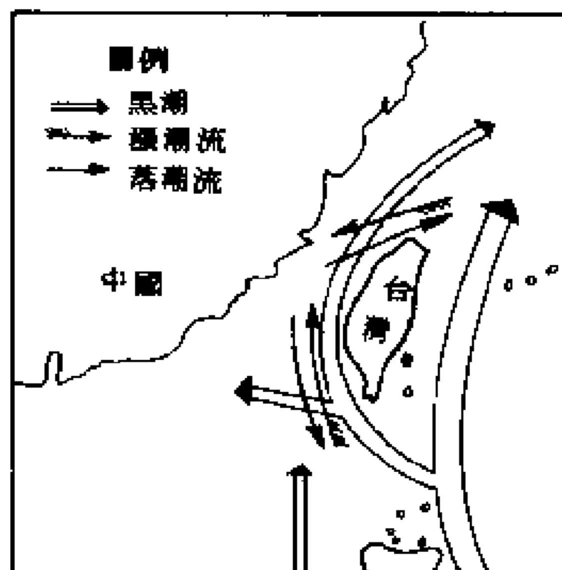
(A)風流

圖 3-10　(A)風流，　(B)潮流與洋流。

形，因沙石無法積存，乃逐漸形成堅岩巨石，峻峭陡壁之海岸。故整個說來，祇有台東平地、花蓮谷地，以及蘭陽平原等處，其本身係由內部山谷之沖積所形成，且受其外側山脈之保障外，其他沿海地域，實全無平地淺灘可倖爲保留。

(二) 台灣西岸地形

台灣西岸地形，因冬季風流，係向西流向海峽，故對海岸無甚影響，而夏季風流雖係向岸，卻因風力微弱，故亦可不予考慮。因此，西岸之地形，主要乃受潮流之影響，茲分段說明如下：



(B)潮流與洋流

1 海峽北段

漲潮流由北向南，與洋流相逆，故流速緩，積沙少。落潮流由南向北，與洋流同向，故流速強，驅沙快。因此，一般說來，此段沿岸一帶，不易形成沙洲等現象。其沿岸突出之山嘴岬角，受落潮之沖刷，或有若干輕微崩塌之現象。且落潮流，受此山嘴岬角之阻攔，或能於海灣內形成迂廻流，而於岸邊滯留小量泥沙。如新竹附近之沙灘，即受此等落潮流之影響而成。然此等沙灘之成長率，實在是微乎其微，幾乎歷數十年之久，亦不易覺察。故整體說來，台灣西岸北段之海岸，多呈穩定而甚少變遷之岸型。

2 海峽南段

(1) 鵝鑾鼻至高雄一段　漲潮時，其流向北，故沿岸受波浪及潮流之侵蝕，其崩塌之沙土，乃逐漸隨漲潮流向北推移。當落潮時，海峽之海水，向南奔向太平洋，因流向係指向大洋，而非如漲潮流有向岸追壓之勢，故落潮時所能挾之沙土，不復回流向岸邊。尤有進者，即漲潮流與洋流（黑潮支流）同向，故流速大。落潮流與洋流相逆，故流速小。因此，前者推沙向北移動之趨勢，比後者挾沙向南帶回時，要特別顯著。故一般說來，鵝鑾鼻至高雄一帶之海岸，乃呈侵蝕性型態。（唯早期自東港鳳鼻頭至高雄間，應爲一大海灣，因高雄壽山之突出，乃對向北之洋流發生阻攔作用而呈迂廻流。於是使該海岸逐漸積沙而爲上升型海岸。直至壽山與東港沿岸之岸線完全平直後，乃開始轉而爲侵蝕海岸。）

(2) 高雄至台南一帶　就整個南段海峽來說，高雄至台南一段，又幾

乎是位於該段的中間。漲潮流挾沙向北，落潮流又挾沙南回。故泥沙在運動的情況下，雖仍有逐漸北移之勢，但僅具小量之增減。因此，該段海岸之情況，頗為穩定不變。

(3) 台南至台中一段　海峽南段漲潮流向北推移之泥沙，逐漸向此段積聚，而落潮流又因流力較小，以致無法將此等積沙再向南帶回。因此，在台南至台中一段海岸，乃逐漸外伸而生成現今所謂海埔新生地。其中以安平至國聖港一段，積沙最為顯著。

國聖港附近海灘，在台灣西岸，最為突出。向北洋流受此一突出海岸之影響，當其繼續向北流往海峽腰部時，沿岸所受侵蝕乃致移動泥沙之影響，即無形減緩或甚至趨於消逝。但在嘉義至台中靠近海岸處，其漲潮流

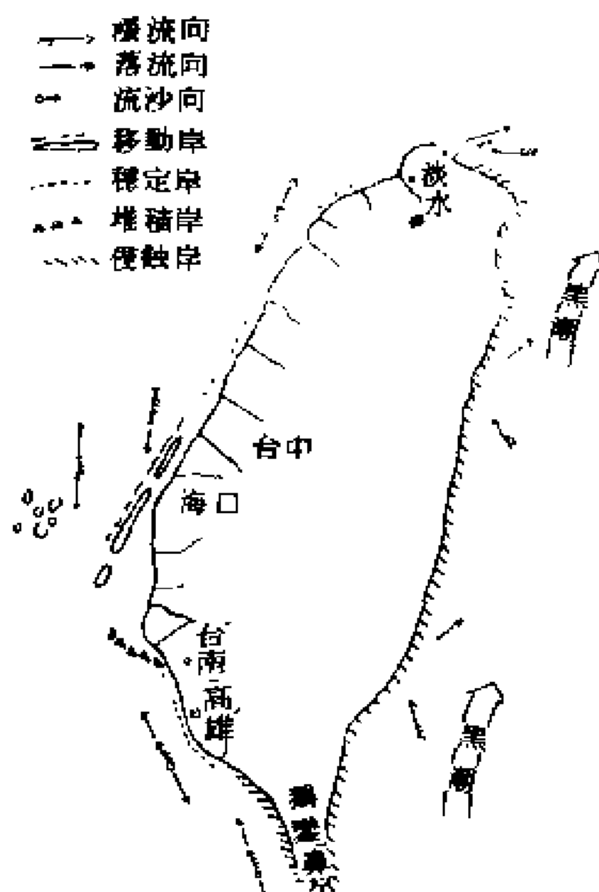


圖 3-11　台灣海岸演變情形。

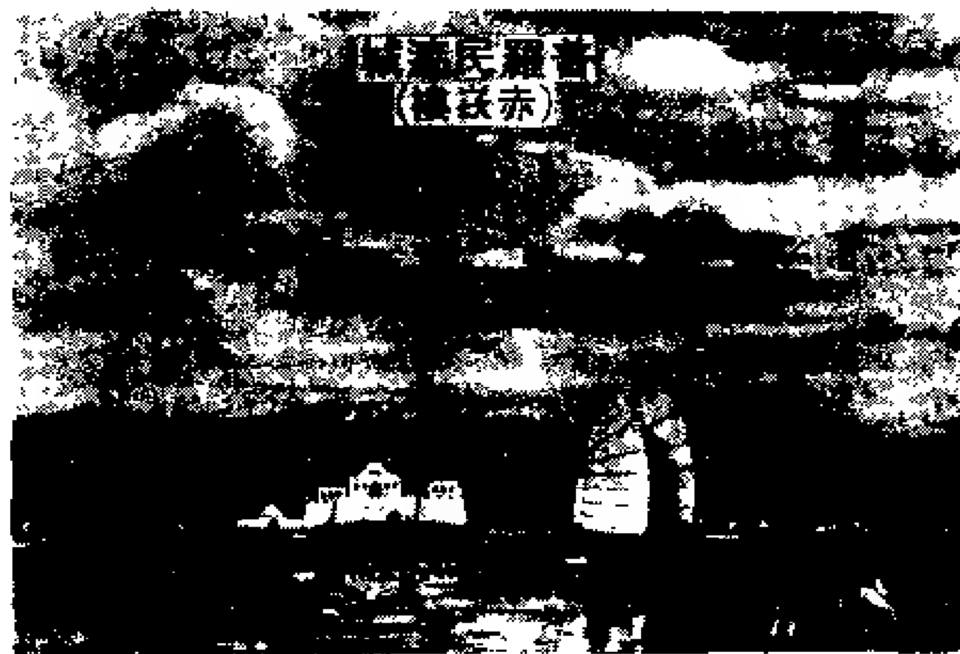


圖 3-12　數百年前台南古城。

速與落潮流速，可說已趨平衡（但在離岸較遠之海峽中，漲潮流仍大於落潮流）。對於海岸泥沙之侵蝕情形，亦應保持爲均衡之狀態才對。然因受漲潮流之方向係指向海峽中央，而落潮流反而有向岸壓迫之勢。故使該段沿岸之漂沙，亦有向南移動現象。同時強勁之東北和西北季風，在整個台灣西岸來說，要以該段海岸所受影響最大。因此，更有增加該段沿岸流沙向南移之情形。如台西外海之海豐島，即曾數度沉沒，而每於沉沒後若干年，復又於其南方，呈現出另一沙洲。此等現象，延續至北港溪外之外傘頂洲處，變化最爲顯著。

故概括說來，台南至台中一段海岸，乃爲標準之上升型海岸。若再細分，則台南安平至國聖港一段，應爲堆積岸。而國聖港至台中一帶，則可定其爲移動岸。

圖3－12,13爲數百年前台南古城（赤崁樓）及安平之史蹟照片。顯示當時台南城外，尚是一片汪洋大海。而今日之海岸線，則已向西移達數公里之遙。今日安平向南沿岸之潮沼，即明白顯示該段爲標準之上升型海岸。

(三) 台灣北端海岸地形

台灣北端海岸，乃指富貴角至三貂角一段而言。該段一般言之，係侵蝕性之沉降型海岸。其形成的原因，第一，因該段海岸正對東北，受東北風強烈風浪之侵蝕，使海岸容易崩塌。第二，因向岸之漲潮流，受向北洋流之抵銷，使流速減緩，不易形成向岸堆沙之情形。相反地，落潮流向東北，加上

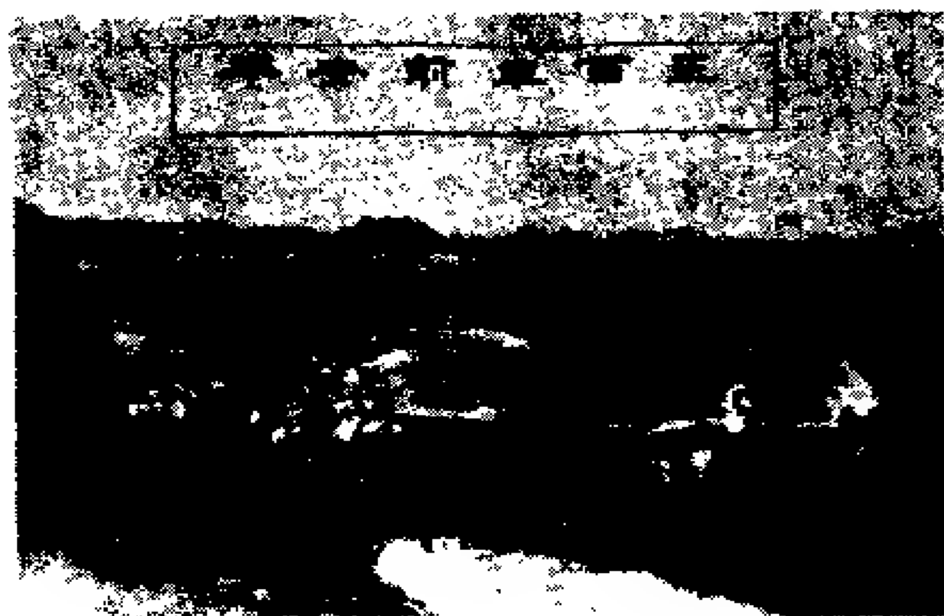
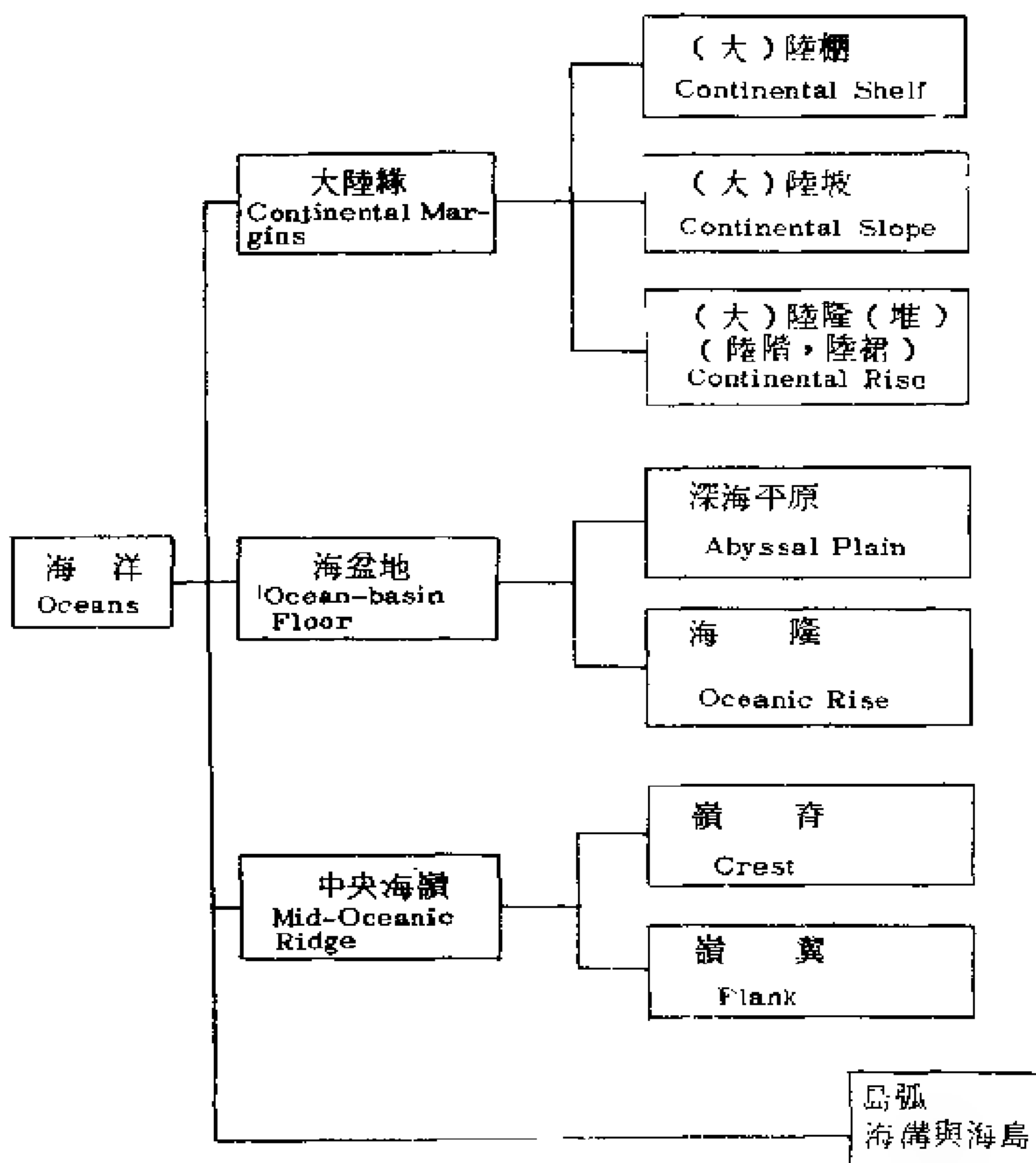


圖3-13 三百年前之安平。

向東北之洋流，乃使沿岸崩塌之泥沙，容易隨流運走，而輸往浩瀚之太平洋海底。

第三節　海底地形

在未討論海底地形之先，特將海底地形之分類情形，簡要列表說明如下



一、大陸緣

(一) 大陸棚

1 概述

環繞大陸之淺海台地 (Terrace)，總稱其爲大陸棚 (Continental Shelf)。其範圍自陸岸向外海延伸，至台地之坡度突然急劇傾斜之大陸斜坡邊緣處爲止。故其寬度各處不同。據 Shepard (1960) 指出大陸棚之平均寬度爲 42 浬，其傾斜度爲 0°07′ 或爲每浬 10 呎之坡度。

另一方面，因經濟上的理由，例如漁場以及油礦等海洋資源之開發，均與大陸棚有關。故美國卽曾於 1946 年，由其總統以行政命令，劃定以 600 呎水深線以內之範圍爲大陸棚之界限，且定爲礦權區域。

根據海底地形圖與斷面圖等之統計，發現大陸棚具有下列各項一般性特徵：

(1) 大陸棚分佈之情況，與海岸地形有密切之關連：

(A) 沿海陸地平坦地區，其大陸棚通常均寬而淺。

(B) 沿海海岸陡峻，其大陸棚均狹窄或突然消失。

(2) 寬度與水深等之變化情形，有如下述：

(A) 平均寬度約爲 70 公里。有的統計有達 100 公里者。

(B) 平均水深爲 130 公尺，但有達 500 公尺者。

(C) 百分之六十的陸棚上，有高達 20 公尺之山丘；百分之三十五，具 20 公尺左右之低窪地。

(D) 平均坡度，約爲 0°07′。

(E) 大陸棚平坦部分之平均深度約爲 64 公尺。

2 陸棚型態分類

陸棚之型態，以地理分佈分類者，可分爲下列三種：

(1) 高緯陸棚——多冰蝕不規則，起伏常超過 550 公尺。

(2) 中緯陸棚——地形多平緩。

(3) 低緯陸棚——多珊瑚礁。

陸棚之以其構造形態分類者，有下列諸種。

(1) 冰蝕陸棚　冰蝕陸棚多發現於曾經冰蝕過之海岸以外。此等陸棚很不規則。其陸地冰蝕之河谷與狹灣，常延伸跨過陸棚，至陸棚之邊緣方逐漸變淺。陸棚上方之低窪處常有深達 600 呎者，且包括若干泥質沉積之盆地。高出之山丘亦爲數頗多，常沿陸棚之外緣部份，呈淺灘突出幾達海平面處

。此等淺灘，諸如 New England 外之 George 灘，以及 Newfoundland 外之 Grand 灘等，因其高出部份，伸展於海流之活動範圍內，使海中營養物常流向該區，以致成為良好之漁場。

冰蝕陸棚伸延於外海之範圍甚寬，平均約達 100 浬之遙。陸棚邊緣處之平均水深為 672 呎。已知最寬之冰蝕陸棚乃位於北極海在 North Norway 與 Novaya Zemlya 間之 Barents 海域；其寬度延伸達 750 浬，其間有深溝亦有淺灘。

(2) 大河陸棚　大河陸棚，乃位於大河之出口外方。其範圍亦甚寬大。惟此等陸棚，多發現在大河出口處無大型之三角洲者。蓋在此等情形下，三角洲之外緣，常呈均勻一致之斜坡而下傾也。大河陸棚所發現者，有如黃海，西北利亞北方外海，白令海之靠 Alaska 部份，以及 Siam 灣等是。此等陸棚，一般說來水深較淺，約深 330 呎左右。陸棚邊緣內方常甚平坦，於其下方，則可能有山丘等之存在。

(3) 陸棚之其他型態　若干陸棚，具有樹枝形海谷之型態，惟此等海谷與冰蝕陸棚所具深溝比較之下，則要淺得太多。此類陸棚之最具代表性者，乃位於 Borneo, Java 與 Sumatra 以及馬來半島間之 Sunda 陸棚。陸棚上之河谷水道，並不包含海盆地，而係逐漸向外傾斜。此乃當冰河期間海平面下降時所切割而成之山谷之最好明證。

珊瑚礁陸棚之主要特性，乃陸棚邊緣之水深，非常淺顯，通常僅約 20 公尺（ 66 呎 ）左右。而其外側坡度，則常甚陡峻。

原始山脈海岸之陸棚，其範圍常甚狹窄，平均寬度約為 10 浬。此類型陸棚，多發現於太平洋海岸。其邊緣處之水深，約達 480 呎左右。

3　大陸棚之來源

大陸棚形成之原因，有各種不同之學說。茲分四類，簡要說明如下：

(1) 沉積陸棚——由於陸地所來之沉積堆積而成。如不列顛西方外海，經地球物理探勘結果，證明乃此類陸面之陸棚。

(2) 浪蝕陸棚——乃外海島嶼經海浪等侵蝕甚至削平後，其中間之盆地，乃被此等沉積物所填平，因而形成陸棚。此類陸棚，已發現位於 California 之外海。

(3) 三角洲沉降陸棚——乃大型河流於海岸外所形成之三角洲，經波浪海流等之侵蝕，逐漸下沉而形成之平坦陸棚。如 Mississippi 三角洲，以及黃河三角洲，即均形成此類陸棚。

(4) 下撓沉降型浪切平台——此說可見於 Bourcart(1950) 之大陸扭曲

理論。Bourcart指出大陸在目前之海平面處，可能發生扭曲，而於面陸地部份趨向上升，面海部份則趨下沉。此一理論，可於美國東岸外海所深埋之晚近沉澱，而獲得證明。

（二） 大陸斜坡 (Continental Slope)

所有環繞於海洋盆地，並將其與大陸分隔之地形，是爲大陸隆堆與大陸斜坡(Continental Rise and Continental Slope)。據 Shepard (1959) 指出，大陸坡自大陸棚之邊緣起其坡度平均約以4°07′向下傾斜，以達約6,000呎之水深處；其坡度並非一致，而常有峽谷或盆地夾雜其中。在斷層海岸外之坡度，有增至5°40′者，而在大河海岸外之坡度，則常減至1°20′左右。一般說來，在太平洋外海之陸坡，其坡度最陡，約爲5°20′，在大西洋者，則約爲3°05′，至於在印度洋者，則平均約爲2°55′。

1 陸坡與海岸形態之關係

(1) 有河川三角洲之海岸：

A. 陸坡之坡度平均約爲一般陸坡坡度的三分之一。

B. 陸坡坡度雖甚平緩，但並非平坦，而有無數小型之山丘與窪地，同時亦發現有海谷之存在，但甚少深淵。

C. 沉澱多爲泥質。

(2) 斷層海岸（多爲無大陸棚存在之處）：

A. 平均坡度約5°40′直達6,000呎之水深處。有若干處之坡度陡達25°以上。此等陸坡多直達深海中之海溝處。

B. 斷層海岸外之陸坡，多呈平滑。小型海谷雖可常見，但卻甚少深淵存在。

C. 若干處，其坡度常隨深度而增加。

D. 多泥質沉澱，但與其他陸坡相較，則更多岩石底質。

(3) 青年期山脈海岸：

A. 坡度比斷層岸平緩，平均約爲4°40′以達6,000呎水深處。

B. 坡面常爲無數深淵(Canyon)所切。

C. 大陸隆堆在此等海岸處較爲常見。

(4) 穩定岸（缺大型河川處）：

穩定岸形之外海，通常均有寬廣之陸棚存在。其陸坡之平均傾斜度約爲3°，比一般陸坡之平均傾斜值還要小。

2 陸坡的成因

有關陸坡形成的原因，歷來學說很多。茲擇其要者分述如下：

(1) 浪積台地之前坡(Front of Wave- built Terraces) 此說者指出

：美國東北海岸外，不列顛群島外，以及 France 北方等之廣寬陸棚，經地球物理探勘，顯示其在陸棚下沉澱甚厚 (Drake et. al., 1959, Hill, 1957)。但因若干此等陸坡之深淵側壁處，竟發現有第三紀甚至白堊紀之岩石者，故浪積之說，應不甚正確。

(2) 三角洲之前積層(Foreset Beds of Deltas)整個說來，此說並不比浪積台地說，更為合理。惟對 Niger 河與 Nile河外之三角洲陸坡，卻為唯一之解釋，故有此說之提出。但縱觀其他大多數大河口外，則少此類突出之前積層，是則為其反證。

(3) 地殼下撓 (Crustal Warping) 地質作用過程中，曾發現若干古地塊之消失，例如 Appalcachia 與 Cascadia 等即是。Veatch(1939) 乃認為大西洋兩岸之大陸坡，即為中新世準平原下撓之遺跡。沿大西洋之大陸棚，經由地球物理鑽井證明，其為下撓之說尚可建立；但此等資料對陸坡而言，卻證明乃一種大地向斜，其基盤之隆起係指向陸棚之邊緣。

(4) 地殼斷層 (Crustal Faulting) 此說為地球物理學家所承認。因海洋與大陸下層之地殼有一地層走向差。陸棚與大陸當比與海洋要較為密切。在地形上，因陸坡很明顯地成為海洋下部較重地殼與大陸下部較輕地殼之接合部份，故推想此種不同面之接觸，應係以重力均衡來維持。然吾人均知，深海沉澱，乃來自大陸。因此，必有某種運動發生，以補償海底地殼之重量。於是，斷層乃隨大陸邊緣之下撓而發生。

Shepard (1963) 更進一步說明，斷層並非止於原始之一次斷層，而尚有日後之偶發斷層運動。故提出所謂階狀斷層說 (Step Fault) 。其所舉例證，茲簡述如下：

A. 發現所有狹窄深渠，均沿陸坡一半之地基處發生，且此等深渠均為地殼之最不穩定部份。

B. 有深渠鄰接之陸坡與無深渠之陸坡，有很多相似之處。兩者均呈直線走向趨勢，而於轉向處，則具尖銳之折角。若干無深渠之陸坡，比有深渠之陸坡更要陡峻。例如 Florida 西方外海之下部陸坡，巴西外海之陸坡，Australia 西南以及 Ceylon 等處之陸坡均是。

C. 從無數陸坡上，所挖取之岩石露頭，除以再發斷層作用 (Recurrent Faulting) 可予解釋外，其他學說實難以說明之。

(三) 大陸隆堆 (Continental Rise)

大陸隆堆可簡稱陸隆。或稱陸階。有的又稱為陸裙(Continental Apron)。陸裙(陸隆)乃繼襯於陸坡下方之墊形基地，通常甚為平滑；雖仍有小型之不規則地形

，但其不規則之幅度甚少超過60 呎以上者。陸裙之傾斜梯度約在1：100至1：800 之間，其寬度卻有達數百浬者。如北非外海靠近 Dakar 處，即寬逾400浬，而於 Biscay 灣附近消失，然後至 England 外海時，再行出現。陸裙在狹窄處之寬度，亦有僅及 70 浬者，坡度則自 1：250 至 1：800 。有時陸裙亦有以無數海山呈連串出現者，如巴西之東岸外，非洲之西北岸、美國、秘魯之東北岸、中美洲之西岸，Baja California 岸、以及阿拉斯加灣等即是。陸隆常可分爲兩大部份：即上陸隆 (Upper Continental Rise) 與下陸隆 (Lower Continental Rise) （如圖 3 － 2 ）。陸隆與深海平原之辨識，是兩者交界處之傾斜梯度，有着顯著之改變，蓋深海平原之傾斜度通常要小於 1：1000 也。雖然在若干地區，在下部陸隆之邊緣有小山圍繞與深海平原爲界，如美國東北岸之陸降即是。

二、海盆地

就廣義來說，世界海洋之大部份，皆屬海盆區域。如大西洋之二分之一，印度洋之三分之一，以及太平洋之四分之三，均爲海盆地之範圍。故就此一意義來說，海盆地尙應分爲兩類：(1)深海平原，(2)海洋隆堆（海隆）與非對稱性及耐震性之海嶺。若就狹義來說，則凡低窪之海底，其長與寬有約略相等之外形，不論其大小如何，均得謂之海盆地。其長寬之比例，超過 2 比 1 者，乃稱之爲海溝 (Trough) 。

(一) 深海平原 (Abyssal Plain)

在大西洋、印度洋與太平洋，深海平原佔據深海海底地形之大部份。深海平原乃深海海底之最平滑部份，其傾斜度未有超過 1:1,000 者。雖然深海平原之傾斜梯度有小於 1:7,000 者，但一般說來，均係在 1:1,000 至 1:5,000 之間。深海平原與大陸隆堆鄰接之處，可由於其海底傾斜梯度之顯著改變，而予區分。大部深海平原之向海邊緣，常有深海山脈之存在。此等個別之深海山脈，其高度約在 300呎至1,200呎之間，其寬度則在 2 至 6 浬間。在大西洋中，深海山脈，僅局部有超過 50 浬者，然此等山脈卻覆蓋太平洋之大部份海底。深海平原在大西洋區，其寬度約在 100 至 200 浬之間。

深海平原，在所有海洋中均有發現。如在 Bengal 灣、Weddell 海，以及其他大洋中均是。在大西洋者最爲吾人所熟知，其中包括若干小平原，如 Sohm 深海平原，即爲一例。在紐芬蘭之南所發現者，寬達 200浬，水深自 4,940 公尺至 5,500公尺。在北極海中央 Lomonosov 海嶺之兩側，亦發現伸展之深海平原 (Dietz 與 Shumway, 1961) 。最大者乃 Canada 海盆地，平坦

之海底深約 3,280公尺，由南至北伸延約達 1,100公里。在北極海所有深海平原之最平坦者，可能乃出於深厚沉積之故。另一較小之平坦海平原，乃中央北極海盆地，而歐亞海盆地則應算第三；後者幾與加拿大海盆地同樣平坦而寬廣。

其他近海之孤立海盆地，如在北極海區者，尚有挪威盆地，拜芬盆地（Baffin Basin)；在歐洲邊緣區域者，有西地中海盆地，東地中海盆地，黑海盆地；在美洲邊緣區域者，有東加里本 (Eastern Caribbean) 盆地、西加里本盆地、墨西哥盆地；其他區域，尚有日本海盆地、紅海盆地、波羅的海盆地等。

一般均同意 (Menard, 1959; Laughton, 1959)，深海平原之平坦區域，乃由於濁流 (Turbidity Currents) 散佈所形成沉積之結果。其證據可包括下列各點：

1. 沉積中有粗沙與淺海化石之存在。

2. 沉積之厚度，顯示其沉積情形非常迅速，其沉積速率比正常之深海周圍區域之沉積要大。

3. 僅發生於有陸地散佈而來之濁流區域；故通常此種現象，在大西洋中比在太平洋中較爲常見。

濁流之發生，乃以水道之樹枝形與扇形向海底延伸，以達水深超過5,000公尺以上之處。深海平原，在大西洋區者，發展最爲良好，其佔海底部份，幾達百分之十五；在西大西洋，有兩個大型深海平原，在東大西洋，則爲數較多，但較小型，惟盆地構造具較好發展。在北太平洋廣大之海盆地中，有廣大面積之小型凸凹地形；在西南與東南太平洋亦有低度凸凹之海盆地。

(二) 海隆與海嶺

Heezen, Tharp 與 Ewing(1959) 謂海隆 (Oceanic Rise) 爲深海海底稍微高凸之耐震區。其構成既非大陸緣(Continental Margin)之部份，亦與中央海嶺 (Mid-Oceanic Ridge) 毫無關連。

在北大西洋，百慕達海隆(Bermuda Rise)，即爲最好之例證。與中央海嶺成對照，海嶺乃非震性之構造；其起伏形貌較不顯著，且其斷面爲非對稱性。百慕達海隆之西方與中央部份，較爲緩和。其平均水深漸向東方減小。其東方之三分之一，被一高達1,000~2,000公尺（500~1,000fm）之險坡所切，而急劇下降至東方之深海平原海底。此一面東之陡坡，顯係斷層。在百慕達海隆之中央部份，乃百慕達之火山脚墊，小型之群島褶即圍繞其脚墊。島褶平滑表面之濁流(Turbidity Current)來源，由在水深1,250 公尺處所採取之

碳化碎屑沉澱岩樣，而獲得支持證明。

至於耐震性與非對稱性之海嶺 (Ridge) ，在南大西洋著有Walvis Ridges，位於非洲西南，Walvis 灣鄰近，其走向呈西南方向。在北冰洋著有 Lomonosov Ridge，其形狀與 Walvis Ridge 相同，亦無地震等活動之存在(Heezen與Ewing, 1960; Dietz與Shumway, 1960)。在印度洋者，有 Muscarene Ridge，與中央海嶺平行，而位於中央海嶺與 Madagascar 之中途。此一海嶺平坦之頂部水深約200公尺，寬度達100浬。

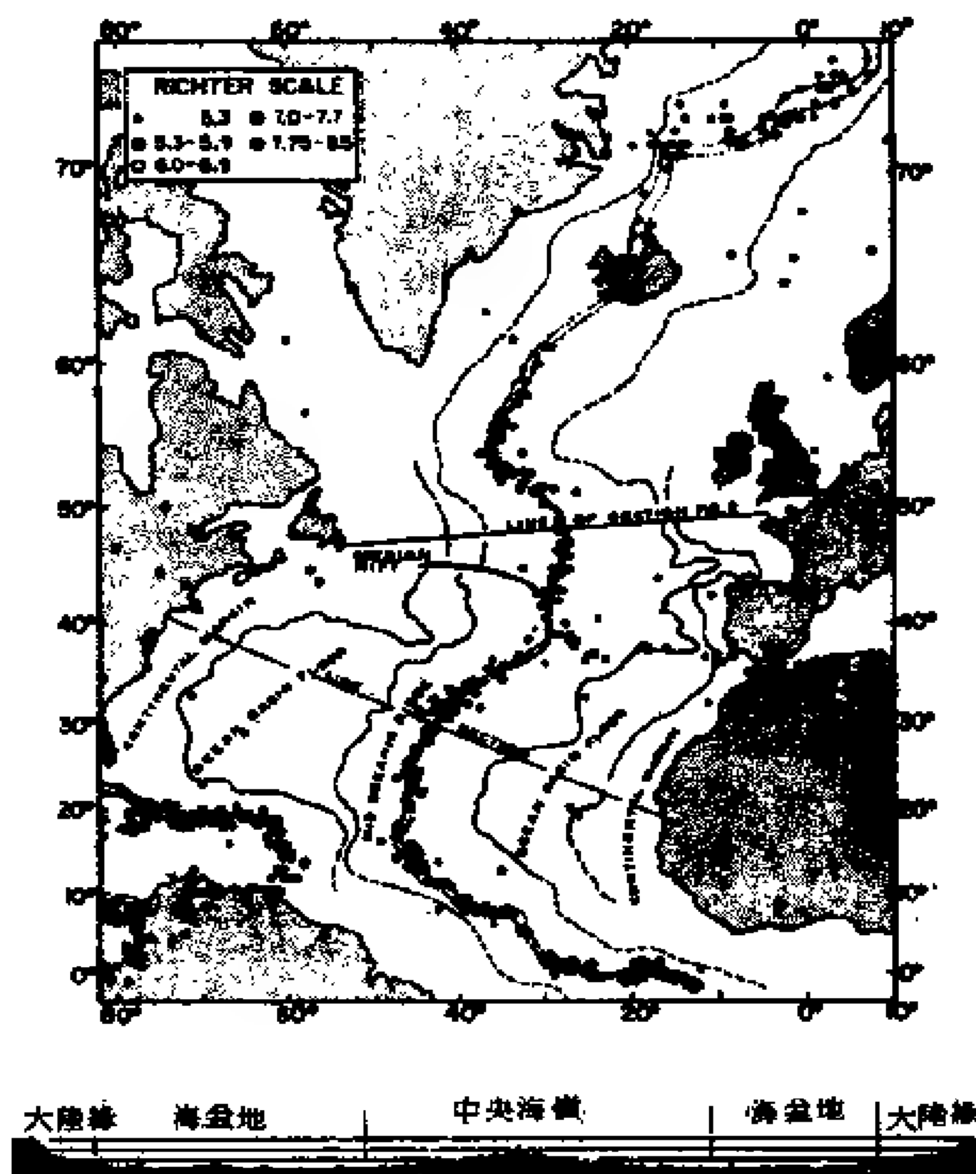


圖 3-14 中央海嶺。

三、中央海嶺 (Mid-Oceanic Ridges)

海底之最大地形形貌，乃連綿之中等高地，在大西洋、印度洋、南冰洋與南太平洋中延伸幾達30,000 浬之總長。高地之起伏，約在其鄰近海盆地海底之上1至3公里，大多數地方之寬度，均超過1,000公里。此一中央海嶺之中等高地，乃廣闊而碎折之隆起地形，佔據海洋之中間三分之一部份。圖3－14所示，乃大西洋中央海嶺。

(一) 嶺脊部份 (Crest Provinces)

海嶺折裂之山脈，與高處碎裂之台地，即爲構成嶺脊，而呈一條形寬度約50－200浬之地形。在若干地方，尤其在北大西洋中，有折裂之海谷，由折裂山脈之懸崖所包圍，海谷之海底，幾位於其鄰接山脈山崖以下達1,000至3,000公尺之深。折裂山脈突然下傾，以還高部碎裂台地，該碎裂台地係位於折裂山脈兩側之3,200至3,600公尺水深處。地震帶即沿折裂海谷存在。在東太平洋與大西洋若干地方之嶺脊部份，所作之地熱流測定，其熱量値比一般海底或大陸地區所測者，要高出若干倍 (Von Herzen, 1959)。有一甚大正値之地磁變異，常隨此海谷存在。若干折射震測，顯示在海洋地殼與地函 (Martle)之間，有一地殼之中間構造。

(二) 嶺翼部份 (Flank Provinces)

大西洋海嶺之嶺翼，常可區分爲若干單獨之階台或斜坡，每一部分有顯著懸崖分隔之。嶺翼之有些部份，尤其是 Azores 南方之上方階台，有平滑海底之海谷；但一般說來，全部大西洋海嶺，呈高度不規則，且缺乏任何平滑區域。因此，此等平滑之嶺中海谷，實乃特殊之現象。由海底照相，岩心以及挖採等所獲底質顯示，在 Azores 北方之大西洋海嶺，現正被其沉澱所蝕刻。此等沉澱，係由嶺脊部份侵蝕下來，而沉積於其兩側，可能即爲嶺翼使其起伏地形變平，且塡充其盆地之原因。在北大西洋之折裂嶺谷中，所挖採之岩石，包括有新鮮之玄武岩，以及新近風化之蛇紋石與輝欖岩。若干從折裂嶺谷中挖取之大型玄武岩石，經最近以鉀氬 (Potassium-argon) 法鑑定其年代，發現應少於10,000,000年之久 (G. Erikson)。

(三) 中央海嶺的來源

有關大西洋海嶺的來源，過去曾有好幾種學說。茲綜合指出如下：(一)地壘說；(二)背斜褶曲說；(三)沿東北至東南之斷裂，由火山岩漿噴出所大量產生之地形；(四)與陸地情況相同之造山帶；(五)塊斷層帶 (Belt of Blockfaulting)。

最近經由海底取樣以及深海鑽探所得之地質資料，顯示其沉積有存在新

生代(Cenozoic Age)之固結石灰岩者，以及由地球物理探勘所得資料，證明此等中央海嶺之來源，確係由於海床擴張，地殼移動，在該一地帶發生岩漿噴出而形成海嶺(參閱本書第二章有關海陸形成的原因一節)。

四、其他海底地形

(一) 海渠(Trench)

在太平洋之西側，沿大陸棚邊緣，有無數島嶼形成一島弧。此一特殊地形之特徵，即在該島列之向陸側，常爲火山發生之地帶，而在島列之向洋側，則有無數深淵沿島列存在。此等伴隨島弧存在之深淵海渠，實爲海洋中之一種特殊地形。除此以外，在太平洋東側及大西洋西側，亦有若干深淵海渠之存在(如圖 3－15)。茲分別說明如下：

1. Puerto Rico 海渠，在波多黎哥北方，東西走向，又稱 Brownson Deep，其最大深度爲9,219公尺。

2. South Sandwich 海渠，在南三明治群島東北方，走向西北，成弧形，分成兩段，最大深度爲8,264公尺。

3. Aleutian 海渠，在阿留申群島中部之南方，其深度約爲7,680公尺。

4. Kurile 海渠，在東經152°北緯45°，即千島群島東南方，走向東北，最大深度爲9,587公尺。

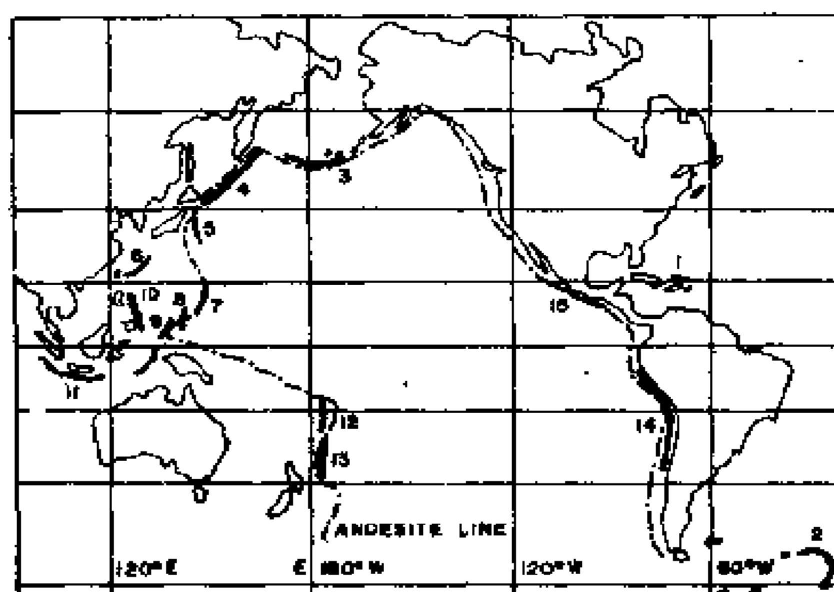


圖 3-15 世界主要海渠之分佈(取自 A.M.King, 1969)

5. Japanese 海渠，在日本東京灣南方，走向東北方，成弧形，最大深度爲10,554公尺。另有Bonin海渠，在硫磺島東南方，走向東北，位於北回歸線上，最大深度9,156公尺，Shepard 認爲亦係日本海渠之一部份。

6. Riu Kiu 海渠，在琉球群島東南方，爲一弧形深渠，其最大深度爲7,507公尺。

7. Mariana 海渠，介於東經142°至149°，北緯10°至15°之間，走向東北，卽關島東南方。1959年蘇俄探測船Vityaz號以音響測深儀測得深度介於37,805與37,800呎，其平均深度爲36,198呎，卽11,030公尺。1960年，深海探測艇 Trieste會下降至此一海渠之底，亦發現其深度達11,500公尺(37,800呎)。其中超過10,800公尺之範圍，約有半浬寬和廿浬之長。

8. Yap 海渠，位於Yap島之東方。走向東北。

9. Pelew 海渠，位於Pelew島之東方。走向東北。

10. Philippine 海渠，在菲律賓群島之東方，介於北緯8°與16°之間，或稱 Midanao海渠，其最大深度爲10,497公尺。

11. Sunda 海渠，在印度洋東方爪哇島之南方。又稱爪哇海渠 (Java Trench)，其最大深度爲7,455公尺。

12. Toga 海渠，位於西經175°左右，介於南緯25°與15°之間，卽東加島之東方，其最大深度爲10,800公尺。

13. Kermadec 海渠，在東加海渠之南方，其最大深度爲9,994公尺。

14. Peru 與 Chile 海渠，在智利北部之西海岸外，海渠北端向西北延伸到秘魯西南海外。其最大深度約爲8,050公尺。

15. Middle American 海渠，在中美洲墨西哥之西南，其最大深度約爲7,000公尺。

(二) 海谷 (Canyon)

海谷乃大陸棚上之深谷，延伸下降經大陸坡，而達深海海底之地形。海谷之形態，通常可分爲下列諸項：

1. 正規之海谷，多呈蜿蜒狀，斷面成V字形，兩壁陡峻而多露出之岩石，沿途有無數支谷切入，而繼續下傾以達深海海底。

2. 形如海溝 (Trough)，兩壁陡直，多在造山活動之區域，很少與陸坡成正交，含海盆低窪地，缺少支谷之切割。

3. 多發現於三角洲外，形亦如海溝，缺乏支谷，但與第二類不同者，乃其係逐漸下斜以達海底。

4. 矩形海谷，多發現於少數三角洲下方啣墊部份。
5. 淺而平底之海谷。

習題三

1. 試分別略繪海岸地形與海底地形之剖面圖，並註明各類地形之名稱。
2. Jonson將海岸形態分爲那幾類？
3. 試述海岸地形演變的原動力有那些？
4. 試略述台灣海岸地形演變的情形？
5. 試述海底地形，可略分爲那幾大部份？
6. 試述大陸棚的一般性特徵？
7. 試述大陸棚形成的原因？
8. 試述陸坡的成因？
9. 試述中央海嶺(Mid-Oceanic Ridge)與一般性海嶺或海隆有何不同？
10. 試述中央海嶺之來源如何？
11. 試述水深在9,000公尺以上之海渠有那些？各位於何處？
12. 試述海渠與海谷有何不同？

第四章　海洋沉澱

第一節　概述

一、沉澱之組成性質

海洋沉澱，包括從陸地來的碎屑物質，以及從海水中由生物或化學作用所產生之物質。其組成方式，吾人可以兩種方法予以說明：

(一)　由沉澱顆粒之大小分類

由沉澱組成之大小分類，通常其比例，卽謂之 Wentworth Scale。茲簡要列表如下：

名	稱	質點直徑（單位毫米）
團　石	Boulders	大於 256 者
塊　石	Cobbles	64 至 256
卵　石	Pebbles	4 至 64
砂　礫	Granules	2 至 4
沙	Sand	0.062 至 2
泥	Silt	0.004 至 0.062
黏　土	Clay	少於 0.004.

(二)　由沉澱之組成成份分類

如圖 4－1 所示，沉積岩係由三種成分組合而成。卽(1)碳酸鈣（及鎂）；(2)粘土礦（由氫氧化鋁與鐵之氧化物代表）；(3)矽土（二氧化矽）等。沉澱與沉積岩具有相同之組合成份。通常富鐵之紅土與富鋁之鐵礬土乃強烈風化之產物。砂岩之成份主要係變硬之砂質沉澱，在若干情形下，多含石英。黑矽石乃生物沉積於矽化沉澱中之同期地層沉積岩。當其轉變爲岩石時，其無定形之矽土，原被矽藻土與放射蟲土等所沉積，再轉變爲堅硬之富石英之微晶岩。粘土岩係由富粘土之泥漿岩化而來。圖示三角形中之未劃線部份，

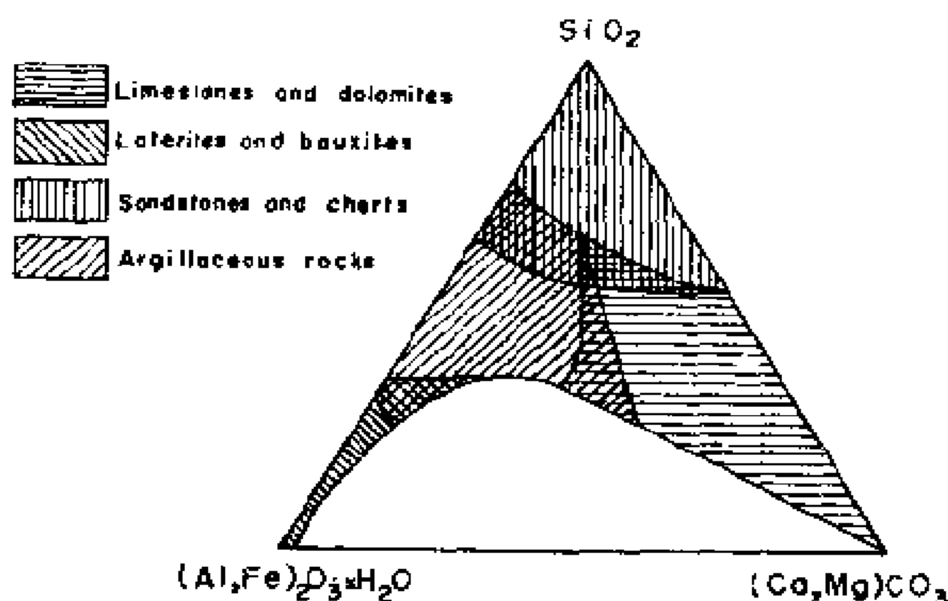


圖 4-1 沉積岩之組成成份（取材自 Turekian，1968）

乃代表沉積岩之其他（假若有的話）稀有成份。

假若海底沉澱所含質點全部為同一大小者，則此等沉澱稱之為優選(Well-Sorted)。同樣地，若沉澱所含成份為同一礦物或化學型態，則稱為純質沉澱。然大多數沉澱，通常既非完全優選，亦非全純沉澱；但無論如何，其所含物質情形，對決定沉澱之歷史，乃為最具價值之資料。

由於沉澱廣泛之分佈，係以粘土與砂岩組合而存在，故隨其物質源泉之不同，其在礦物學上大小之組合情形，乃有甚大之變異。茲分別說明如下：

(一) 粘土成份

雖然粘土成份之沉澱，可包含微粒之碳酸鈣，但其主要成份，實為矽與氧化礦物。此等沉澱最重要者乃係粘土礦，即係由正規之岩石，經由風化作用或經火山與其他熱源之熱水作用，而形成之砂土礦物。此等主要之粘土礦物，乃高嶺土 (Kaolinite)、蒙脫石 (Montmorillonite)、伊利石或雲母石(Illite, Mica)，以及綠泥石 (Chlorite) 等四種。粘土礦在構造上與普通之礦物雲母片有關，而由加入平面排列之矽氧四面體，以組成其基本之結構單位（如圖 4－2）。雲母構造之差異以及粘土礦中之變異，乃由於矽氧片堆積於其他化學層之方法，以及在原有之矽氧片與加入之層次中之化學替代程度而定。在沉澱中所發現之大部份粘土礦，係由在大陸上之風化作用而來，以及為火山岩之改變產物。而再經由海水之相互影響發生若干程度之變形而成。

(二) 砂與頁岩成份

沉澱之較粗成份，係具斷碎片之碳酸鈣乃至矽氧礦之混合物所組成。

沉積於海洋之大部份碳酸礦物，多係由於有機物之作用。沉澱有三種形

狀，碳酸鈣乃主要之一。該三種形狀之沉澱即：(一)由今日之珊瑚與若干貝類所下沉之霰石（文石）（圖4－3）；(二)由貝類，有孔蟲（包括所有深海種），腕足動物，以及單細胞植物球菌類（深海沉澱之主要構成物，及鐘崖（White Cliffs of Dove）之白粉主要成份）所沉積之低鎂方解石（圖4－4）；(三)由棘皮動物及若干淺水中大型有孔蟲所來之高鎂方解石（圖4－5）。其中僅貝類之殼可成為文石層與低鎂方解石。

二、流體中之質點運動

流體中之運動，主要有兩種型態：一為薄層流；一為渦動流。薄層流，涉及水分子在流線中之相關運動。懸浮於流體中之質點，隨薄層流之速度而運

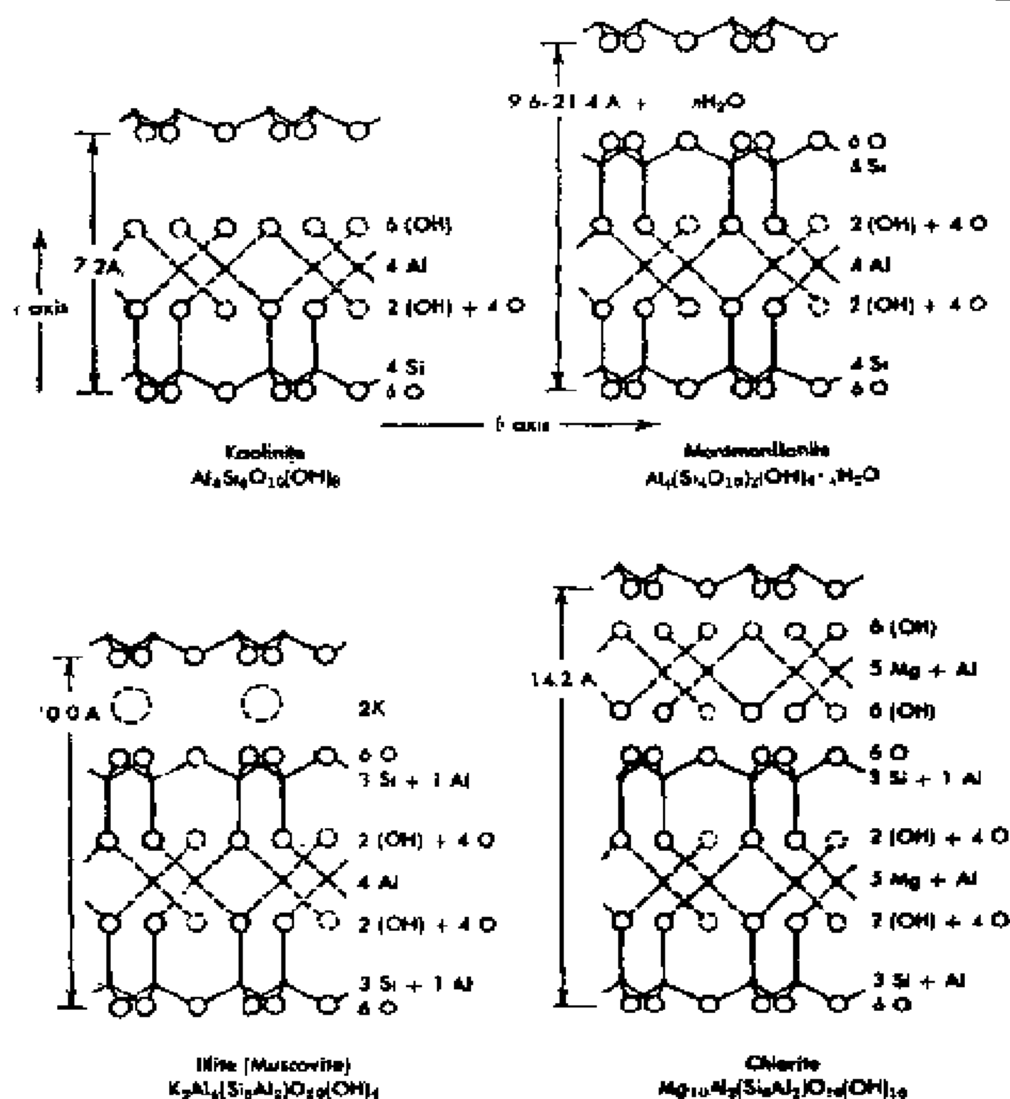


圖 4-2　粘土礦之基本構造單位（取材自 Turekian, 1968）

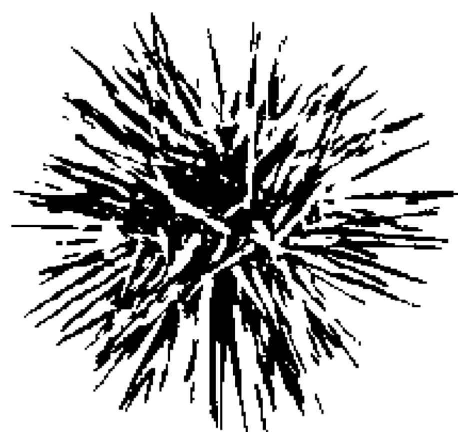


圖 4-5 高鎂方解石沉積海洋有機物。

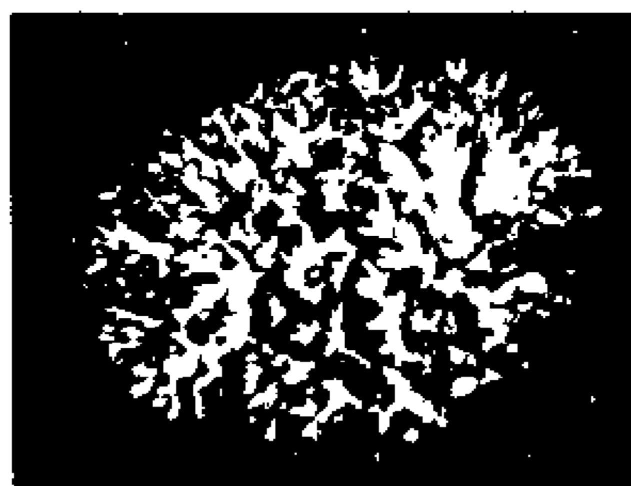




圖 1-3 海洋有機物文石沉積：
（上）珊瑚（下）貝類。



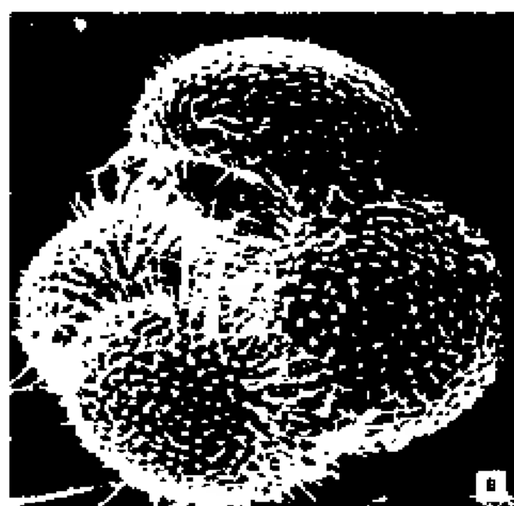




圖 4-4 (A)貝類(B)有孔蟲 (C)球菌類

動，同時亦依Stokes法則受重力之影響而沉降。

茲簡述Stokes法則之公式如下：

$$V = \frac{D^2(\rho_p - \rho_f)g}{18n}$$

V＝下沉速度（cm／sec）

D＝直徑（cm）

ρ_p＝質點之密度（g／cm^3）

ρ_f＝流體之密度（g／cm^3）

g＝重力加速度（cm／sec^2）＝980cm／sec^2

n＝黏度（黏性單位＝g／sec cm）

如石英粒（ρ_p＝2.6g／cm^3）在海水（ρ_f＝1.0g／cm^3）中於溫度10°C（n＝0.0140黏性單位）時下沉情形，可列表如下：

半 徑（微米micron）（$\mu = 10^{-4}$cm）	速 度（cm/sec）	下沉4,000公尺所需之時間
1	0.00025	51年
10	0.025	185天
100（stokes）	2.5	1.8天
100（oseen）	1.7	2.7天

Stokes 法則，適用於質點之半徑在100微米（直徑爲200 Microns）以內者，在此範圍以上者，可應用Oseen之修正公式，以計算流體由於質點之壓力所形成之非薄層流效用。

在亂流中，流體之分子及其相關之質點，並非沿流線運動。據觀測各種不同大小質點與流水速度間之情形，可得一經驗關係，用圖表示之（如圖4－6）。

例如在圖上可以看出，非常細微之質點，即使在平靜之低速之下，亦將被移動。

圖中所示，乃不同大小之質點（直徑爲厘米），當其侵蝕、搬運，以及沉積時之大約流速。所謂黏性物質（Cohesive Meterials），乃標準之泥岩，即含粘土礦且富有機物之沉澱。100cm／sec＝3.6km／h＝約2 miles／hour

第二節　沉澱沉積之方式

一、物質自外界運送至海洋

沉澱自外界運送至海洋之主要媒介，乃是大氣、冰河，以及河流。其中以後者最為重要。

(一) 大氣運送

空氣團在陸地上方通過，對各種大小之懸浮物質之運送，亦如流水一樣，可形成一速度函數。一旦空氣團抵達海面，此等懸浮物質，即可望沉降於海洋。其沉降之情形，固可依Stokes定理求得，然實際上，在接近海面處，由於波浪以及水霧等之牽引，以致加速了其在擾動路徑中之下降運動，因此質點從空氣中之移動，往往比Stokes定理所計算者要快速得多。

質點之小於 15 微米 (Microns =0.015毫米) 者，依Stokes定理計算之沉降速率，將使其懸浮於空氣中甚久時間。因此，此等質點從空中消除之主要作用力，乃有賴於雨水與冰雪等之牽携。此即為何放射性之注於大氣之

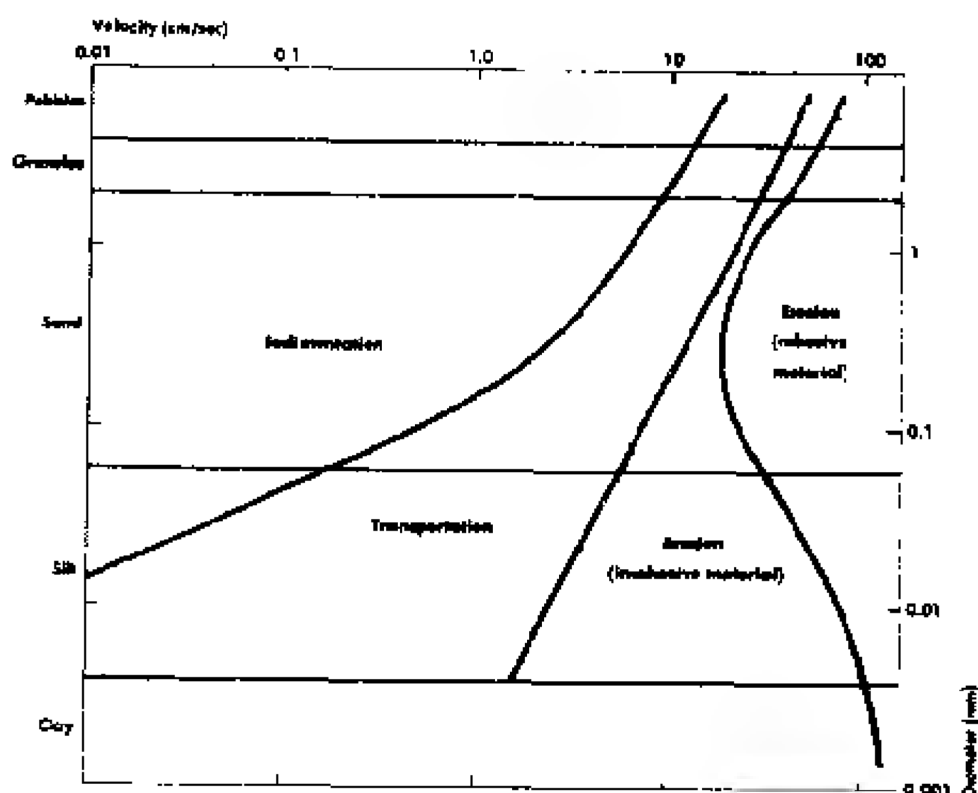


圖 4-6 渦流流體中，質點運動之速度 (取材自 Turekian, 1968)

較低部份，即所謂對流層者，在任何緯度處，其消除情形，在高度發生沉降之地區要比較有效，而在沙漠地區，則少效果。

假若質點被注於同溫層（Stratosphere ，約在60,000呎之上空），如1882年在 Krakatoa 之強烈火山爆發，或由高能之原子引炸所形成者。則此等質點乃無雨降等之助，而需經由同溫層遍及全世界。然一旦下至對流層（Troposphere），乃必因受雨降等之助，而有效地運送至地球之表面。

（二） 冰河運送

大陸冰河，如在南極洲與格陵蘭等者，實乃侵蝕與沉澱運送之有效營力。冰河作用終止於陸地者，其沉澱乃成爲一般碎石之一部份而注入河川，因此，此等碎石可被冲淡，而終至無法辨識其爲海洋性沉澱。但當冰河作用，終止於海洋之邊緣時，如在南極洲與格陵蘭等處，則此等碎石乃直接沉積於海底。假若最終運送之主要形式仍爲溶解水，沉積之情形通常即發生於狹灣與三角洲處，而質點之形貌乃與河流所冲積者幾乎相似。然沙質顆粒，當其爲冰河作用所侵蝕時，必留下壓力之痕跡，而可與純粹爲河流冲積者區別之。

當冰河作用，一直延續至海洋中間（其作用一般稱爲崩解），乃形成冰山等現象；因其在完全溶解以前，可能被帶至海洋中甚遠之距離，故粗糙之沉積物即可能發生於深海大洋中。此等原係靠近南極洲與格陵蘭等邊緣處之冰河海洋沉澱以及塊石等，乃因冰山之漂流至低緯處，而可發現其存在於深海沉澱中。

（三） 河流運送

世界上之河流，剝蝕大陸之風化物質，可廣被全球之大部範圍。據估計，世界主要河流所携帶之懸浮荷載總量，約爲每年 30×10^{14} 克。此一數字相當於懸浮沉澱之集中量之平均數之每立升0·5克。至於河底之拖曳荷載，則較難估計，可能最多不會超過懸浮荷載之百分之十。

當河流之懸浮荷載物質一旦抵達海洋後，沉澱乃開始以下列四種情形沉積：(一)廣闊而少起伏地形之大陸棚上，主要爲海灣以及河口等處，諸如 Chesapeake 灣或長島水道等是；(二)在近海之盆地中，如南加里佛尼亞之外海等；(三)在三角洲處，如 Mississippi， Rhine ，以及Nile 河口外之三角洲等；(四)直接達於深海平原，如 Congo 以及 Magdalena 河（在哥倫比亞）等。因其跨過狹窄之大陸棚，再沿延伸之海底深淵，而達深海平原。

此等沉澱之大部份，均終止於海灣、三角洲，或近海盆地中。河流之流速終止時，物質質點乃在相當平靜之海水中，依Stokes定理而沉降。因此，其

最粗之質點乃發現最靠近海岸。若干最細微之粘土質點，可能因草叢之生長，而滯留於潮水沼澤處，但大多數細微物質，可隨表面海流漂浮很遠，而下沉於深淵之洋底。由海底深淵所挾帶，直接沉積於深海平原之沉澱，在現代並不如冰河時代之普遍。蓋當冰河期間，冰屯大陸，海水儲存於海洋者，其海平面要低下達300呎之多。

二、物質在海洋本身中之運送

一旦物質被送入海洋中，即可能被作用於海洋中之諸般力量，作重新之安排分佈。如此，對由大陸提供物質來源所控制之原先分佈型態，乃可作強力之修正。

(一) 表面海流

海洋之表面流，乃受太陽之輻射熱，海洋上空之盛行風，以及地球自轉偏向力等的影響力而形成。其在北半球者，多呈順時針方向之環流；在南半球者，則呈逆時針方向之環流。此等海流之最著者，如北太平洋中之黑潮，流速高達每時2至3浬；北大西洋之 Gulf Stream ，流速亦達每小時3浬。故此等表面海流，在數年之內，即可完成一個循環。其微粒之質點，乃可經由此等海流，及其長期之沉降時間，而具有比粗粒質點獲得更普遍之分佈。

(二) 濁流 (Turbidity Current)

斜坡沉澱之運送，主要係沿海底深淵發生，其情形有如一密度比海水較大之緊聚流體呈心形運動。此種流體運動乃稱之為濁流。沉澱在大陸緣之某處下滑或崩陷，乃開始此等濁流之行動。下傾運動之發動力量，可能是地震，近岸之颱風襲擊，或河流高度沉積之排泄。其方式或為底床荷載，或為沉降之懸浮荷載；在一段長時間沉積之後，沉澱乃開始下陷。

由地震所形成之濁流運動，已經影響及於人們，如1929年 Grand Bank 地震所形成之沉澱下陷運動，其結果乃造成在該地之跨海電纜之斷裂。

濁流無疑地乃物質運往深海平原之主要力量。此可由頁岩與沙岩之地層顯示出來，亦可由原存於近岸環境之植物，後經濁流所冲失之情形證明。當濁流行進中，其攜帶之碎屑，乃從靜水中沉降，由Stokes定理可推知，因細微與粗粒質點之沉降率不同，結果乃形成粗細次第分明之層次。

(三) 海底流 (Bottom Currents)

各種海洋觀測顯示，海洋若干部份之海底流，其流力強度足以移動沉澱。關乎此，有四大主要之證明：(一)為維持在大西洋海盆地海水運動之平衡，在南大西洋側，乃要求強力之向北海底流，以平衡其較淺之向南運動；(二)在

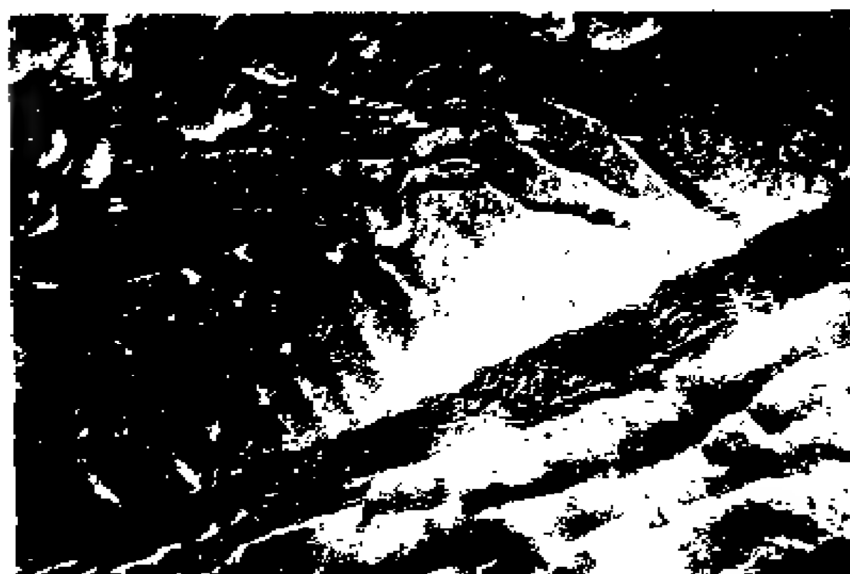


圖4-7　海底照片所顯示之波浪等（取材自 Turekian, 1968）

海洋某處之一定水深下施設浮具，即使在最大水深處，仍可顯示其強大之水流；經使用流速計在海底實際測定流速，顯示流速竟高達每時數浬以上。㈢從海底所攝照片顯示，其形貌顯受強流之影響；蓋經海流運動之方向，所形成之線形浪痕擦跡，裸露之岩石，以及粗粒之殘滓等，均可明證（圖4－7）；㈣從海底所作之岩心取樣，若干顯示其強勁之交錯地層，此即表示有海底流之運動。

(四)　深水搬運

深水(Deep-Water)搬運，乃Karl K. Turekian所暫定之名詞。此乃由於以光之消散情形，觀測海水中微粒質點之集中度，或實際用小孔過濾器通過海水以收回其中之物質，或將海水以離心器分離而得其中之物質，從而決定深海中海水搬運物質之情形。對於各種海洋環境之海水，業已應用此等方法，完成多方面之研究。例如在Po河中所獲之微粒物質，已查悉有如Adriatic海中之深海水層。最近，以照相器械所作之散光測定，已發現雲狀之水層，此水層呈連續狀態存在，且大致與西北大西洋之海底分佈狀況相符。此一水層表示除了濁流(Turbidity Current)以外，實乃將大陸緣之黏土物質，搬運至深海平原之另一方式。至於此種深水搬運之詳細情形，則目前尚不知悉，而有待作進一步之研究。

第三節　沉澱的性質與分類

在過去有關海洋地質與海洋沉澱等的研究中（如 Recent Marine Sediments, 1939），均存在着一種觀念，那就是認爲海底沉澱，由近岸至深海，係從粗的砂石逐漸變成細質軟泥，而成梯度的分佈；或者甚至將其分爲陸性沉澱，亞陸性沉澱，與遠洋性沉澱等類，但現在經由海底取樣分析的結果，發現海底的沉澱，並不規則，其與水之深度，以及至海岸之距離遠近等，均無關係。因資料顯示，在大陸棚之邊緣，常發現岩石與砂礫等的存在，而於陸棚之裡側，卻常發現細微之物質（Shepard, 1963）；在遠洋中又有近代沉積之岩石。

此等不規則沉澱之分佈情形，使吾人推翻了過去對海底沉澱之觀念。然而，該等觀測結果的資料本身，卻並不能建立一種新的假說。因此，目前最重要的步驟，應該是在混亂的海底沉澱情況下，如何尋求出若干有關係的線索來。



圖 4-8　八射珊瑚。

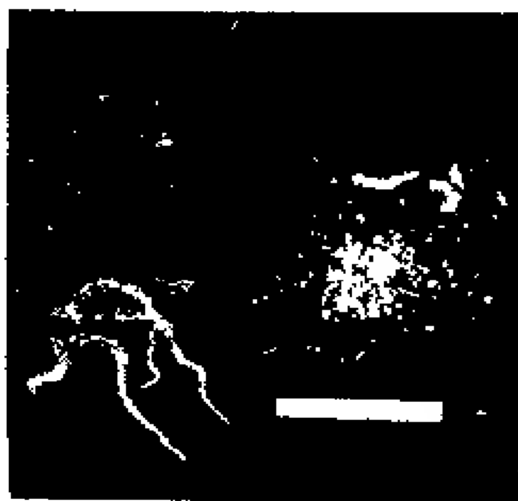


圖 4-9 蛇尾類。



圖 4-10- 珊瑚。

海底沉澱之分佈，雖然各地甚不規則，但沉澱本身之性質，不管其爲淺海沉澱（海灘沉澱，與陸棚沉澱），或深海沉澱，均不外生物沉澱，與非生物沉澱兩類。茲分別說明如下：

一、生物沉澱

生物性沉澱，可就其組成之型態，與其構成之性質，分別予以說明：

(一) 生物性沉澱之型態

1 翅鞘與針骨型

此類沉澱，係包括生物之細而鬆脆組織遺骸，通常多分離爲細碎之質點。大部份爲泥岩與細沙大小之物質，有的更細，可說全部可受外力影響，而再次減小其大小。通常藻類、海綿、八射珊瑚（圖4－8），海參等遺骸



圖 4-11 棘皮動物



圖 4-12 有孔蟲殼。

卽是。

2 碎片型

此類沉澱，乃生物之遺骸。其碎片分離，而與沙及礫沙等同大小。在植物方面，以綠藻之一種，Halimeda 之遺骸爲最常見，通常乃構成淺海沉澱之豐富成份；動物方面，以棘皮動物，海百合、海星類，蛇尾類（圖 4 — 9 ）等遺骸爲主。

3 枝狀型

此類之植物與動物遺骸，多呈圓柱形枝狀存在。例如若干紅藻，珊瑚（圖 4 — 10 ），以及苔蘚動物類等是。

4 囊狀型

所有此類遺骸，多有孔穴或部份有孔穴。例如腹足類，有孔蟲類，瓣鰓類、棘皮動物類（圖4 —11 ）蜿足動物類，以及若干甲殼類等。

5 殼狀型

此類包括所有植物與動物之有硬殼者。例如藻類，珊瑚、環形蟲、有孔蟲、苔蘚動物、水螅珊瑚目等是。

6 塊狀型

如群棲珊瑚，爲此類之主要代表。

(二) 生物性沉澱之成份

海洋有機物沉積，變化範圍甚廣。通常因沉積時間長久，而變爲沉澱之構成成份者，乃碳酸鈣、氧化矽，以及以磷灰石礦形態存在之磷酸鈣（典型之骨與齒），與若干有機合成物。此外，尚有若干稀有之合成物，但爲數甚少，如放射蟲之壳沉積而爲硫酸鍶（天靑石礦），以及某些貝類之爲氧化鐵等。玆分別說明如下：

1 碳酸鈣

有孔蟲壳（圖 4 —12 ），球菌類，以及翼足類之壳，乃深海中碳酸鈣（Ca Co₃）之主要構成份。在深海沉澱中發現之有孔蟲都爲方解石之組成物。球菌類壳，則多爲深海沉澱中碳酸物之大部微粒構成份（直徑少於30 微米(Microns)。翼足類則爲貝類附於文石之壳。此等遺骸多存在於水深少於3,500公尺之深海。

2 氧化矽

在深海沉澱中所發現之氧化矽壳類有機物，通常有四種（圖4 —13 ），卽矽藻、放射蟲、海綿、矽鞭等。其中含量最多而最重要者，乃矽藻與放射蟲兩類。

因以此類有機物沉澱之氧化矽，能高度溶解於海水，故其能在海底堆積之殼類，乃隨其在海水中下降時之溶解程度而定。至於溶解率，則隨殼之大小，在水柱中矽氧之集中情形，以及有機合成物之化學保護情形（如附有鎂類之外殼等）等而定。

3　磷酸物與其他有機物

因大部脊椎動物之骨骼，以及魚與海洋哺乳動物之碎骨之下沉，乃磷灰石礦〔$Ca_5(PO_4)_3OH$〕之主要成分，吾人乃可於海底發現磷酸礦之沉積。然而，由於壓力之影響，使磷灰石溶解增加，及由於其他磷酸合成物與生物循環之結果，妨礙了骨骼與其他磷酸碎片在水中下降時之保存，於是，此等磷酸物遺骸之能抵達海底者，實甚稀少。魚之碎骨，沙魚牙齒，以及鯨之耳骨等，雖曾在深海沉澱中發現，但對深海沉澱之總量而言，實微乎其微矣。

大多數有機混合物在其下沉至海底以前，即已為其他生物作為食物所利用，故其下沉海底為沉澱者，實比在表層海水中所產生之量，要遠為微少。然而，儘管此類有機物之減少，卻尚有大量蠕蟲動物，蛇星類（棘皮動物）、海參類，以及貝殼類等之遺骸沉積於海底。

在水層缺乏氧氣之區域，其沉澱則多有機物質。大多數海盆地，均含有充分之溶解氧氣，可用以與有機混合物起同化作用（有機物吸取氧份所生新陳代謝之作用）。此等氧氣之供應，實乃由海水之迅速翻覆運動，可將飽含氧氣之水，穿透於海洋深部之故。

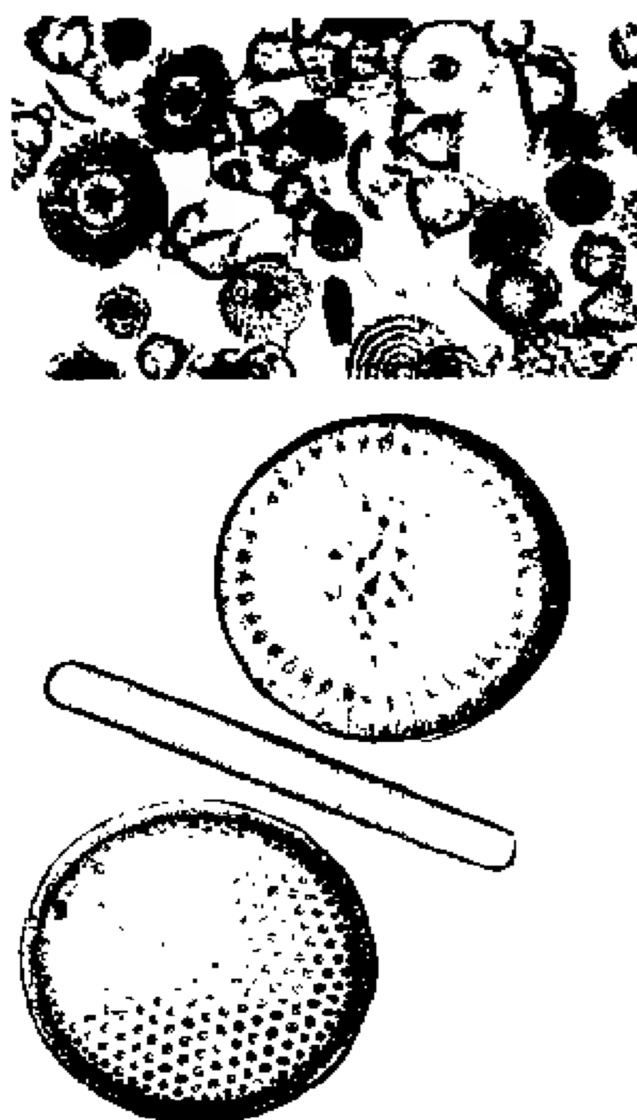


圖 4-13　氧化矽有機物。
上：放射蟲，底：矽藻類。

然而，若干局部海盆地，因其離閉主要之深海大洋環流，而成孤

離之單位，其所含氧氣因被迅速用罄，乃被稱為死水(Stagnant)盆地。雖然需氧供食之細菌，可利用連結（非分子）之氧氣，以進行有機物之同化作用，但其作用，畢竟甚微，故結果在沉澱中所堆積之有機物乃較多。

二、非生物沉澱

(一) 非生物沉澱之形態

1 鮞狀石(卵石)(Ooliths)

鮞狀石乃砂狀沉澱物質，常包括一核心而於其外面匯以一個或更多之霰石（文石）殼。其核心可能為有機碎片，糟粕小球，或為一非碳酸之礦物顆粒。其文石殼僅具集合之構造。鮞狀石通常被認為是物理化學性(Physico-chemical)之沉降產物。對於鮞狀石之為有機來源者之說，近代作者甚少支持。

2 白堊岩、水泥岩(Cements)

據 Illing 在巴哈馬東南採集之樣品，所作之分析研究，將水泥岩分為兩種形態：

(1) 隱晶質文石。

(2) 纖維狀文石。

3 文石針(Aragonite Needles)

為非生物之沉降物。形如針狀之結晶狀。此類沉澱之認為係非生物遺骸，目前若干作者已甚表懷疑。

(二) 非生物沉澱之來源

1 遠洋碎屑

此等非生物之成份，係起源於海洋之表面，經漂浮長時間後，再沉降於海底。

2 海底運送碎屑

此等物質，係由濁流(Turbidity)與海底流之運送而來，包含泥、沙、淺海有機物之遺骸，以及陸地物質等。其細粒之成份，在深海平原之向海邊緣者，幾難與遠洋碎屑之成份分辨。

3 固有沉積

此乃由於海底本身所發生之各種作用而來。諸如火山物質隨海水所起海底反應，沉澱物質之遷移與再沉積，以及暴露於海平面之火山物質之風化等。

(三) 非生物沉澱之成份與性質

1 黏土礦

黏土礦主要為高嶺土(Kaolinite)、蒙脫石(Montmorillonite)、伊利石(

illite)、以及綠泥石 (Chlorite) 等四種，其組成性質等，已於本章第一節詳述。

2　石英與其他碎屑礦

大量細粒之石英，多發現於高緯之遠洋沉澱中，此或為南極洲與格陵蘭之冰河作用使其弄碎而帶至海洋邊緣之故。除石英外，其他如長石、閃石等亦發生於深海沉澱中。

3　火山產物

存在於海底之火山物質，通常有三種形態，即岩石碎片，火山玻璃粉，以及火山物質隨熱水作用之產物。從海底挖取之火山岩片多為玄武岩，主要係在中央海嶺與海山等處發現。因其原係為火山島群之故。

4　錳結核

氧化錳與氧化鐵之結核、外膜、或岩球，乃深海底沉澱之一般特色。其形成大小不等，從礦之外膜或球菌（< 30μ），及至岩塊重達850克之結核球。結核之組成，乃錳與鐵結合成同心層，有時混以外來之物質，諸如黏土、碳酸鈣、或火山碎屑等。下表所列，乃錳結核之平均組成情形。

錳結核之平均組成成份

元　　素	百分比重（淨重）		元　　素	百分比重（淨重）	
	太平洋	大西洋		太平洋	大西洋
B	0.029	0.03	Fe	14.0	17.5
Na	2.6	2.3	Co	0.35	0.31
Mg	1.7	1.7	Ni	0.99	0.42
Al	2.9	3.1	Cu	0.53	0.20
Si	9.4	11.0	Sr	0.081	0.09
K	0.8	0.7	Y	0.016	0.018
Ca	1.9	2.7	Zr	0.063	0.054
Sc	0.001	0.002	Mo	0.052	0.035
Ti	0.67	0.8	Ba	0.18	0.17
V	0.054	0.07	Yb	0.0031	0.004
Cr	0.001	0.002	Pb	0.09	0.10
Mn	24.2	16.3			

此等結核物質之來源，可分爲兩方面，即㈠從大陸來的碎屑錳與氧化鐵元素；㈡從海底火山產出，再隨海水之作用形成。

第四節　沉澱的分佈

雖然沉澱的分佈，並不規則，但一般說來，由於地域的特性，仍有某種範圍內之規律可循。本章擬就淺海沉澱與深海沉澱兩部份來加以描述。

一、淺海沉澱

所謂淺海沉澱，乃指陸棚範圍內之沉澱。沉澱的情形，非常複雜。其原因大致有二：㈠由於海岸環境本身的複雜，諸如海岸河流之流注，海底地形之複雜，海流之混亂，海浪潮汐之影響等；㈡在冰河期間，海平面要低約100公尺之多 (King, 1969)，其圍繞海岸之部份，原即係受近地 (Subaerial) 營力之影響，所留下之複雜沉積。此外，海岸之發生海進海退等地殼變動者，其沉積情況，自然更形複雜。

(一)　海灘沉澱

海灘受海洋營力作用的影響，極爲複雜，故其沉澱亦不規則。例如波浪與岸流將海岸的物質侵蝕帶走以後，可因搬運能力的喪失，而使之再度沉積；在海底爲海流所拖曳走的物質，亦可因海流速度的減緩，而行沉積；此外，巨大的波浪，可以將粗粒物質冲至海岸；還有海流亦可將遠處之物質帶來堆積於海岸附近；海岸附近河流的冲積物質，更可沉積於海灘面上。

構成海灘的物質粒子大小，從細粒以至礫石漂石不等。通常，由粗粒物質所構成的海灘比較狹，坡度也比較陡；由細粒物質形成的，則比較平緩寬闊。沙粒如來自火成岩與沉積受到深度風化作用的地區，則成份大部份可能爲石英；但如來自侵蝕迅速，化學風化作用不顯的地方，則長石往往非常豐富。在夏威夷，有些地方的整個海灘，都由來自附近玄武岩的橄欖石粒子所形成，或許通通都是海洋微生物的介殼。後者且爲熱帶海灘最常見的現象。有些地方的沙灘，則有高度集中的重礦物，例如磁鐵礦（又名黑砂）、鉻鐵礦 (Chromite)、石榴子石、鋯英石 (Zircon)、金紅石 (Rutile)、錫石 (Cassiterite) 與其他有用的礦物等。在 Alaska 的 Nome 地方，且集中有自然金，可供長期開採。此外，有些海灘含有很多石塊，它們因爲長期受到海浪的冲激，大部份已經成爲扁平的樣子，互相重疊。此種海灘，叫做片石灘 (Shingle Beach)。

若將海灘沉澱分類，可以碎粒沉澱，與有機化學沉澱兩部份說明：

1 碎粒沉澱(Clastic Sediments)

碎粒沉澱，包括由風、水、冰（冰河與漂冰）或重力所搬運而離開其原位置之棵(Porticucate Rocks)與礦物質等所組成之沉澱。碎粒沉澱爲構成陸棚與海灘沉澱之主要成份。質地疏鬆而尙未變成沉積岩者，叫砂岩、頁岩、石灰岩等是。其再經過凝結變質等過程（長期受上層沉澱之壓力作用），乃開始變成沉積岩。

2 有機與化學沉澱

(1) 有機沉澱

A. 珊瑚礁----爲在熱帶地區範圍廣大之沉澱岩。

B. 牡蠣礁——僅有局部重要性。

D. 貝殼——除兩極地區外，爲陸棚與海灘沉澱之普通構成成份，在貝類海灘有局部重要性。

D. 軟泥——在陸棚上很少發現，屬於深海沉澱之主要構成物。

E. 泥炭——在陸棚上很難發現，係典型之陸地沉積。

(2) 化學沉澱

A. 石灰質卵石——豆粒狀之石炭石，爲熱帶陸棚之普通沉澱。

B. 蒸發物(Evaporates)——例如海水蒸發後所沉澱之鹽粒，在獨立之淺海盆地及乾燥地區之海水入口處均易發現；僅有局部重要性。

(二) 陸棚沉澱

陸棚之爲開豁面臨大洋者，因受海洋之營力較大，故沉澱之情形，甚不規則而複雜；陸棚之爲閉合海盆者，其受海洋之營力較少，故沉澱亦較爲規則。

陸棚之曾經冰河作用，而遺留當時之海平面比目前較低之沉澱者，其沉澱要遠爲粗糙，與現代之沉澱，顯不一致。但此種情形畢竟甚少，蓋大部份之陸棚海域，多爲現代之沉澱。例如 Santa Barbara 外之陸棚，其現代沉澱，即高達95%。

一般說來，現代沉澱，主要乃沙與泥，其顆粒大小之分佈情形，常自近岸至外海而減小。但亦有於陸棚之外緣發現粗砂者。此等沉澱中，除若干黏土外，幾乎無碳酸鈣之含量。至於有機物之沉積，則多爲貝殼之碎片。

島棚之沉澱，大致與上述相似。其有局部不同者，乃因島嶼本身之性質不同所致。

圖 4－14 所示，乃加里佛尼亞南方外海陸棚不同區域之沉澱之性質，茲分別說明如下：

無數淺灘（Bank）頂部之沉澱，多含大量之碳酸鈣。此等沉澱，通常比其四鄰之碎屑沉澱要粗。淺灘頂部之另一共同特色，乃是海綠石。此種海綠石，常發現於缺少碎屑沉澱之區域。其含量通常少於沉澱之百分之二十，但其顆粒要粗。

海盆中岩床之沉澱，甚不規則。在其斜面上，雖然坡度陡峻達 70 度者，仍可發現其沉澱之存在，但畢竟沉積甚薄，且有些地方，即付闕如。其他地方，如某一近岸之斜坡上，其坡度在 9 至 18 度之間，而有粒徑為 22 微米（ μ ）之沉澱達 6 公尺之厚。

大陸坡比海盆地之斜坡處，有更多之岩石露出，其沉澱經分析發現可能為球形蟲軟泥（Globigerina ooze），因其含有超過百分之三十之碳酸鈣孔蟲。

至於陸棚上沉澱發生之速率情形，以每年每平方厘米面積上所沉積之量毫克（mg）計算，茲將加里佛尼亞南方外海陸棚上有關一般碎屑、碳酸鈣、以及有機物等，根據 Shepard 與 Revelle 之統計，再經 Emery 之修正結果，繪統計圖 4－15 如下。

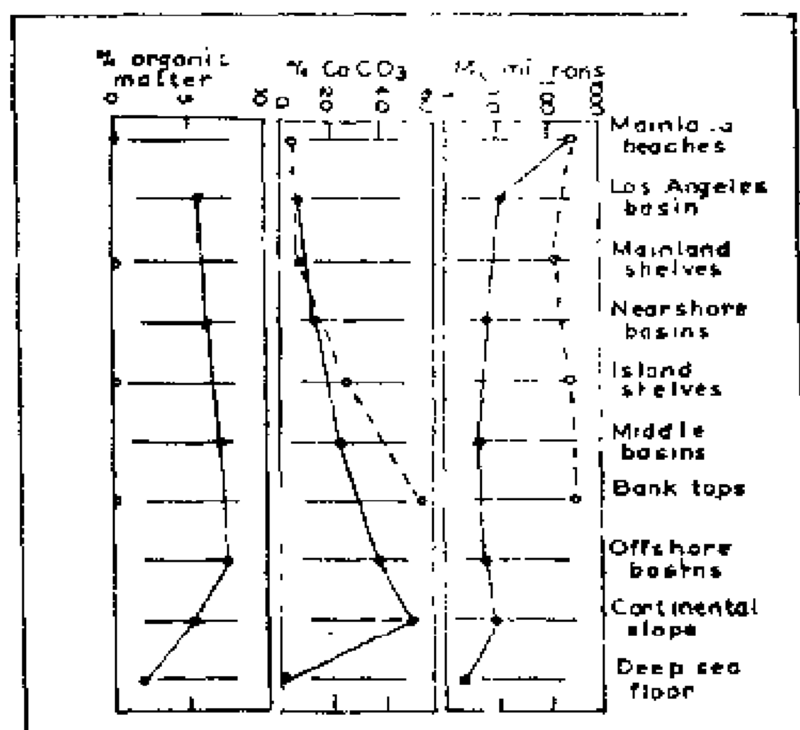


圖 4-14 陸棚不同區域之沉澱性質（取材自 A.M. King，1969）

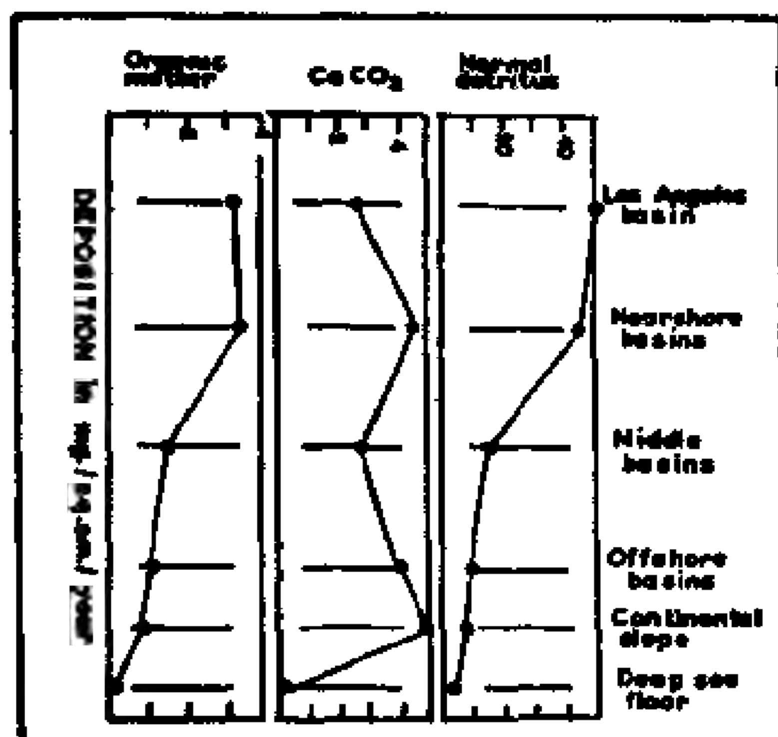


圖4-15　陸棚不同區域沉積之速率（mg／cm²／year）
（取材自 A.M.King, 1969）

（三）　中國海域陸棚之沉澱

中國東海及黃海陸棚之沉澱（圖4－16），其分佈型態頗爲單純，即沿岸之一半陸棚，多爲泥與黏土，而於外方之一半陸棚，則爲沙質。泥與黏土係從黃海之西部，一直向西南伸展，而形成連續之帶狀。很明顯地，此乃揚子江之現代沉積，及黃河沖積受沿岸向西南海流所形成。陸棚外側一半之沙質，係屬碳酸物（平均約30%碳酸鈣），並已被鐵質沾汚。顯係在更新世冰河期海平面低下時，世界大部陸棚均露出海面，所遺留下之標準之沉澱（Emery, 1968）。在該區經27處之底質取樣，包含有陸地哺乳動物，半鹹水貝完，以及淺海貝売類等之遺骸，證明其確與古代來源相符（Emery, Niino, Marsters, 現正從事此項作業研究中）。經由幾種底樣之碳放射年代鑑定，其沉澱係自4,000年至30,000年前之間者。

台灣海峽，因受黑潮之支流及潮流等之影響甚大。故除北部沿海較多泥質外，其他幾乎全爲沙質。南海沿岸一帶海灣內，因海流之影響甚小，故幾乎全部爲陸性泥質（如圖4－17）。

二、深海沉澱

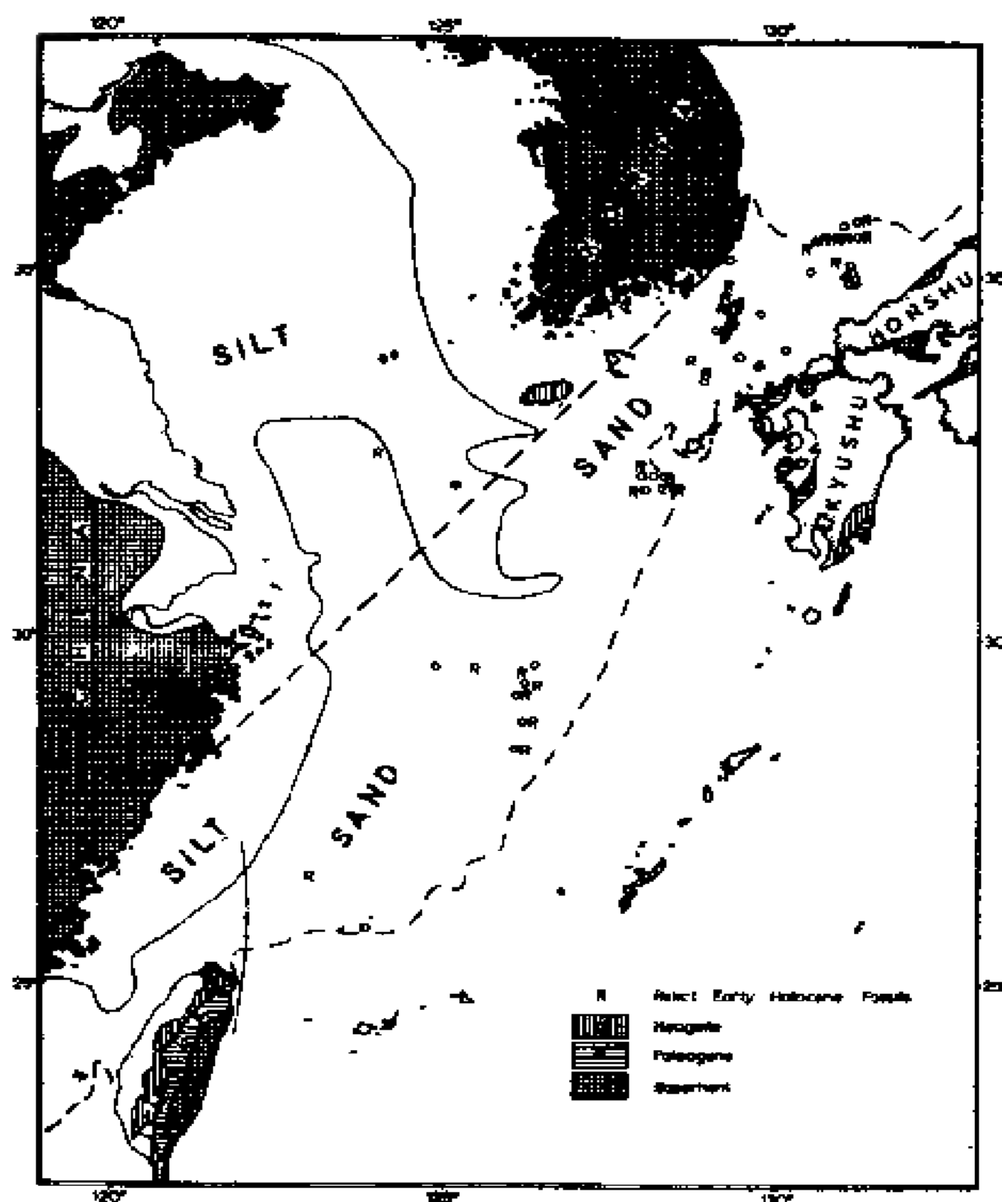


圖 4-16 中國東海與黃海陸棚沉澱（採自台灣石油地質，1970）

(一) 有機物成份

1 碳酸鈣物質之分佈

在大西洋中，碳酸鈣之分佈情形，有三種特色：(1)地形高區之沉積，一般多富碳酸鈣物質；(2)在若干海面多產有機物之海域，雖在深海底，亦富碳酸鈣。如 40° N 沿 Gulf 流向東之路徑中，以及非洲西南海岸外多上升流之海域，其海底則富 $CaCO_3$ ；(3)但在 Argentine 海盆中，其海面雖多產有機物，但海底卻少 $CaCO_3$ 之沉積。

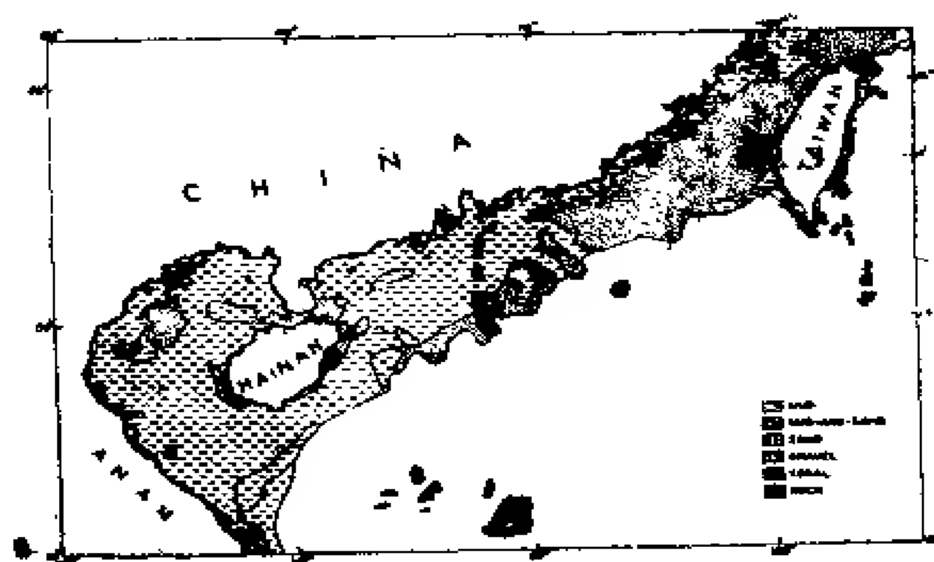


圖 4-17　中國南海沿岸沉澱（採自 F.P. Shepard, 1963）

在太平洋中，亦有相似之情形。高度沉積之碳酸鈣，多在東太平洋之海嶺中，以及南智利海嶺與 NASA 海嶺區。其他則在東赤道流流域之海底。但在北太平洋海底，則少 $CaCO_3$ 之沉積。

茲將太平洋深海，大西洋深海以及中大西洋之碳酸鈣沉澱百分比圖示如圖 4－18，以供參攷。

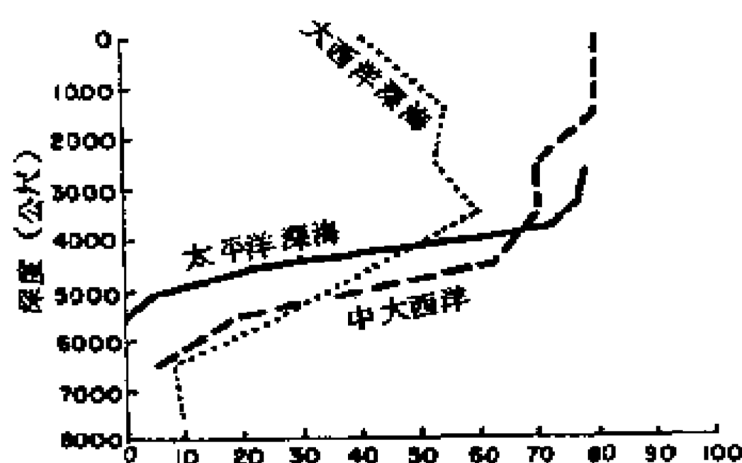


圖 4-18　$CaCO_3$ 之深海分佈百分比（採自 Turekian, 1968）

2 矽氧物質之分佈

矽氧物質，主要發現在高緯度及太平洋赤道附近，當夏季時，高緯區之矽藻殼類堆積非常迅速。至於太平洋赤道附近之迅速產生矽藻與放射蟲沉澱，乃由於該區營養物之供應良好，以及富矽氧與磷酸之海水之上升流之故。

3 磷酸與其他有機物之分佈

黑海以及 Venezuela 外之 Cariaco 海渠，含此類沉澱高達百分之三至五。在 Argentine 海盆中含有機物沉澱高達百分之五。

(二) 非有機物成份

1 黏土礦之分佈

在大西洋中之黏土沉澱，幾乎全部係受大陸來源之影響。大西洋中有關高嶺土與綠泥石之比率變化情形。在低緯處，達 5.0左右，至高緯處，則其比率在 0.5 以下。蓋高嶺土乃熱帶氣候之典型風化物，而綠泥石在此種情形下，卻容易被摧毀。同時綠泥石在兩極環境下最適宜其組成與保存。

淺洋碎屑沉澱（海面漂浮沉澱），遍佈太平洋之大部海底。但在太平洋中央火山活動海域，則逐漸消失。此等碎屑沉澱，多富伊利石（碎屑雲母）。至於另一蒙脫石，則多隨沸鈣十字石存在。

2 石英與其他碎屑礦

在大西洋深海沉澱中，石英乃最主要之碎屑成份，除非洲西北外海之風吹沙質外，大量之細粒石英，多發現在高緯區之遠洋沉澱中。此乃因南極洲與格陵蘭之冰河作用，將其弄成碎粉而形成也。

在太平洋中，發現有兩大主要之來源：(1)為北美大陸，在 Washington 與 Oregon 海岸外，有大量之集中。(2)在紐西蘭，其集中情形，呈向東遞減。

除石英外，其他礦物如長石 (Feldspars) 閃石 (Amphiboles) 等，亦發生於深海中。

鋁土礦亦如高嶺土，其在深海中之沉澱，甚為相似。

3 火山產物

沸石 (Zeolite) 與鈣十字石 (Phillipsite) 在太平洋深海沉澱中之分佈情形，顯然與太平洋中部之火山活動情形有關。至於鈣十字石在大西洋中，則甚為稀少。

4 錳結核之分佈

根據蘇俄科學家之估計，錳結核在太平洋海底之相對分佈情形。其在海嶺區域，以及表層水中多生物成份，而在海底沉積中富碳酸鈣者，則甚少錳

結核之存在。據悉在大西洋中之分佈情形，亦甚相似。

5　稀有元素之分佈情形

在大西洋深海沉澱中，鈷（稀有元素之一）之分佈，顯示其高度集中情形，與中央海嶺區域有關；低度分佈情形，則與深海平原有關。

習題四

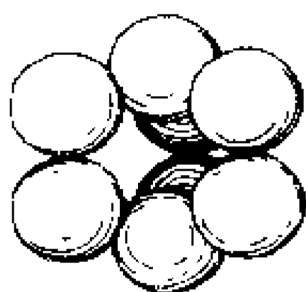
1. 試述海洋沉澱之組成成份如何？
2. 主要之黏土礦物是指那些？
3. 沉積於海洋之大部份碳酸礦物，有那幾種形狀？
4. 試述沉澱沉積之方式有那些？
5. 試述生物性沉澱的主要成份有那些？
6. 試述非生物性沉澱之形態與成份如何？
7. 淺海沉澱之情況複雜，其原因如何？
8. 試述陸棚沉澱之大概情形？
9. 試述中國東海及黃海陸棚之沉澱情形？
10. 試述 $CaCO_3$ 沉澱在各大洋中之分佈情形？

第五章　海水之物理特性

第一節　概述

海水中除含小量之化學成份外，其中96.5% 仍爲純水所支配。故在氣象與海洋等作用中，水的因素，乃擔負了其獨特之地位。但液態的水，並非完全由個別的水分子(H_2O)所構成，而有着聚合的作用(Polymerized)。至於聚合的程度，與溫度之高低有關。即由溫度之減低，其較大聚合體(尤以該等含八個分子者)之聚合數，乃隨之增加(圖5－1)。此等聚合現象之存在，對解釋水之某些特性，諸如高溶點與高沸點等之情形，乃大有幫助。

因爲聚合之現象，需佔甚大之空間，故體積之增加必促致溫度之降低，以補償由於冷却所形成正常體積之收縮。至4° 時，兩者間之作用，乃抵於



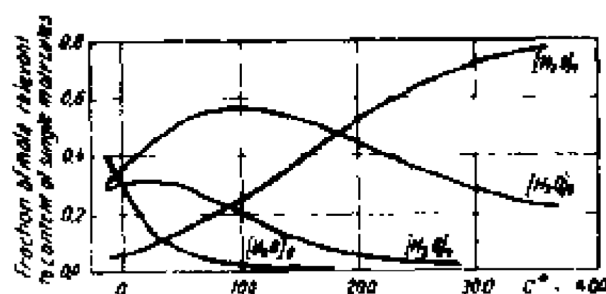


圖5－1　上：含八個分子之聚合情形。
下：不同熱力下，水分子之不同聚合情形

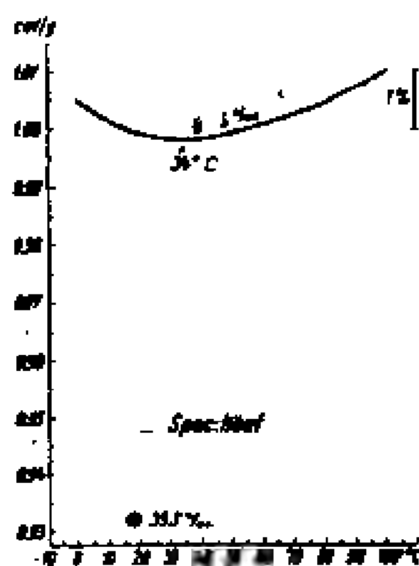


圖 5-2 純水與海水之比容：

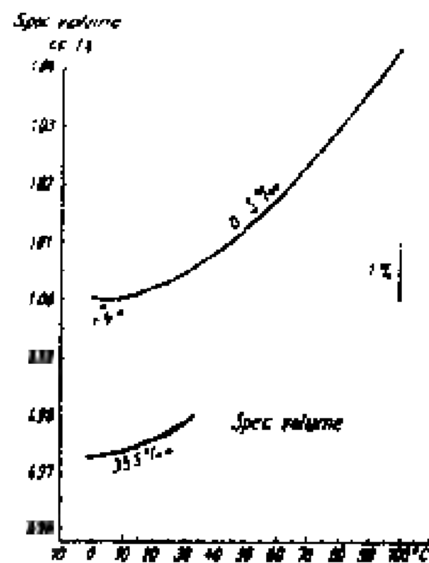


圖 5-3 純水與海水之比熱。

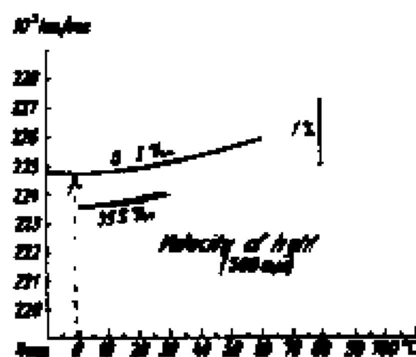


圖 5-4 純水與海水之光速。

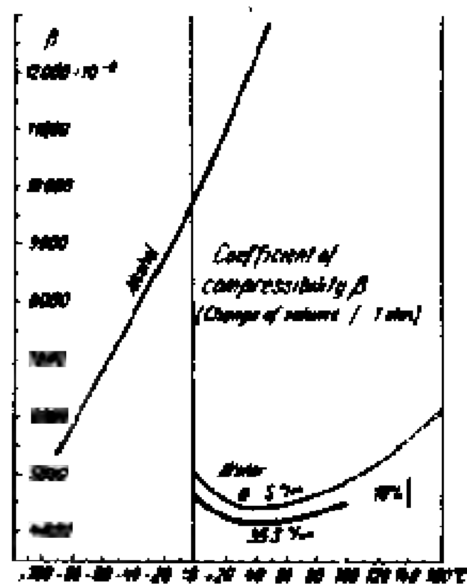


圖 5-5 純水與海水之壓縮性。

平衡。所以，在此溫度時，水之密度爲最大。進一步冷却，膨脹繼續發生，直至0°C(水之冰點)，其分子乃形成鱗石英形 (Tridymite Like) 之構造，而以氫原子連結之。此一情形，乃促成由水變爲冰時，其體積之突然增加約9％。此種作用，且解釋了冰之輕於水，並浮於水上。

其他尚有許多物理特性，因與熱力之均衡有關，而發生相似之影響者，爲數甚多。例如：當冷却時，其發生降低者有(1)密度，(2)光之折射指數；(3)表面張力。其發生增高情形者有(1)比熱，(2)壓縮性(可導致音速之不規則降低)；(3)溶解度；(4)黏性等。如圖5－2至6中，在熱之改變過程中，顯示一中間最大值者：密度在4°，折射指數在－1°。顯示一中間最小値者：比熱在34°，壓縮性在40°，氧之溶解在80°，氫之溶解在37°。

第二節　鹽度、溫度、壓力與密度

一、鹽度與氯度

(一)　定義

國際海洋協會對鹽度所下之定義爲：將一切碳化物變爲氧化物，溴與碘代之以氯，及一切有機物完全氧化時，一公斤(一千克)海水中所含固體物

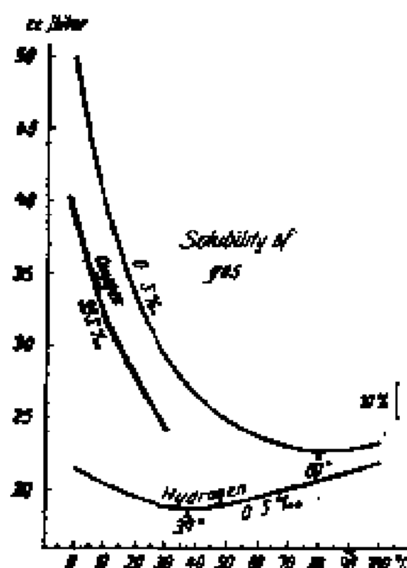


圖5-6　純水與海水對氣體之溶解度。

質總量之公分（克）數，謂之鹽度。因此鹽度是重量比，它的符號是 S ‰。氯度之定義則為：一千克海水中所含氯，溴與碘之總量之克數；其中包含溴與碘者，蓋在下定義時，已假定其被氯所代替也。氯度亦為重量比，其符號為 Cl ‰。

(二) 含量

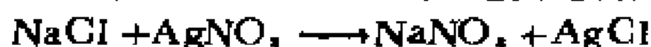
大洋中海水所含鹽度，一般介於 33‰ 與 37‰ 之間。高緯處之表面，及降雨多之地區，或有河水沖淡之海域，其鹽度均大為減少。在中緯之孤離海域，如紅海等，因高度之蒸發現象，鹽度可高達 40 ‰ 或更多。平均約為 35 ‰。

此等鹽度，不管其濃度如何，其所含主要溶解固體物質成份之相當比例，恒為常數。所謂主要成份，乃指氯離子約佔 55.0% ，硫離子約佔 7.7% ，鈉離子約佔 30.6% ，鎂離子約佔 3.7%，鉀離子約佔 1.1%。唯此等複雜之成份，不能直接用化學分析法，以決定其所溶固體之總量。

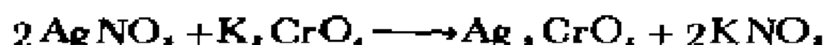
(三) 求鹽度之方法

1 硝酸銀滴定法

如上所述，由於主要溶解固體物質，其構成成份之比例爲常數，故祇需測定其中某一元素之量，則能用以求得其他元素，及鹽度之總量。因氯化物離子之組成，約佔溶解固體物質的百分之五十五。故通常乃以硝酸銀滴定法，用鉻酸鉀作指示劑，可精確而簡易地決定氯度。其反應式如下：



$$NaCl + AgNO_3 \longrightarrow NaNO_3 + AgCl$$



$$2AgNO_3 + K_2CrO_4 \longrightarrow Ag_2CrO_4 + 2KNO_3$$

氯度測定後，乃可根據氯度與鹽度間之關係，經精細實驗後所得之公式，求得鹽度值。

氯度與鹽度之實驗公式如下：

$$S = 0.03 + 1.805 \times Cl$$

2 由密度決定

因密度爲溫度與鹽度的函數，故在一定溫度下，測得樣水的密度，亦可求出其鹽度。決定密度之方法有兩種。一係使用比重瓶，在一定溫度下，測定一已知容積水樣之質量。一係使用比重計，從比重計之重量與代替水之容積計算其密度。

3 導電係數法

測定海水之導電係數，以決定鹽度之方法，甚爲精確。現台大海洋研究所已使用該項儀器。其法乃應用一可精確測定海水之電阻之裝置。先使用

已知鹽度之海水樣品，再以插入法求得未知水樣之導電數。

4　折光指數法

應用特製之干涉儀，在一定溫度下，用已知鹽度之水樣爲標準，使用單色光，即可測定不同鹽度水樣中之折光係數，從而反轉計算其鹽度-

(四)　標準水

測定氯度的時候，因爲要避免由於所用標準試液的濃度，和操作上所發生的誤差起見，普通都使用標準海水（Normal Water），同時加以測定，而作校正。標準水最初由哥本哈根水文試驗所提供，自第二次大戰以來，改由美國 Woods Hole 海洋研究所配製。標準水配製之氯度爲 19.381 ‰，即約合鹽度爲 35 ‰ 之海水。

在若干計算海水化學性之用表中，其用表之製成，係以氯度爲 19.00 ‰ 爲準。亦即鹽度爲 34.325 ‰是也。

二、溫度

在海洋學中，溫度之測定，係以攝氏度數爲單位。其使用溫度計測量之精確度，約爲 $\pm 0.02°C$。

在大洋中，溫度之變化範圍，約在 $-2°$至 $+30°C$ 之內。其下限係由冰之形成而決定；其上限則由輻射作用及熱與大氣間之交換而決定。由陸地所包圍之海域，其表面水溫較高，但在外洋中，則少有超過 30°C者。

三、壓力

依據物理學上之定義，水深 h 處之靜止壓力，可以水柱之重量作用於 1 平方公分面積上之力表示之。

公式：　$P = \rho_{s,t,p}\, g h$ dyne / cm^2

ρ 爲平均密度，通常定爲 1.025。

假定水深 h 爲 1 公尺，重力加速爲 980 cm / sec

代入得：$P = 980 \times 1.025 \times 100 = 1.0045 \times 10^{5}$ dyne / cm^2

即水深 1 公尺，所受之壓力爲 1.0045×10^{5} dyne / cm^2

V. Bjerknes 定每平方公分所受之壓力爲 -百萬達因時爲一巴（Bar）。即 1 巴（Bar）$= 10^{6}$ dyne / cm^2

$$1\text{ 分巴 (décibar)} = \frac{1}{10}\text{ 巴 (bar)} = 10^{5}\text{ dyne / cm}^2$$

亦即1分巴，約等於水深一公尺的壓力。海洋學上乃採用分巴為實用單位。通常壓力增加一分巴，即增加水深一公尺之謂。因此，一分巴的壓力，與一公尺的水深，具有同樣的意義。在討論壓力對水之物理性質之影響上，以水深公尺代壓力分巴，已足可表示其作用。惟在涉及壓力之詳細分佈情形時，則仍需計算密度之分佈，方可求得。

海洋中溫度與鹽度之分佈特性，發現其與密度間存有若干關係。海洋中深海與海底水之溫度常較低，其變化約在4°至−1°C之間，故高水壓常與低溫有關。另外，深海與海底水之鹽度變化甚少（約自34.6‰至35‰），故高壓水常與此種鹽度之變化範圍有關。但此種情形，發現在地中海及紅海等處，則為例外。

四、密度

不僅海洋之水平壓力梯度，有賴於海水密度之決定；即水之垂直層次之穩定，可影響有機物與無機物之作用，亦與海水之密度有關。故密度乃成為海水最重要之物理特性。

海水密度之定義，乃指在大氣壓力下，一定溫度t°時，海水單位體積之質量，與純水在4°C時單位體積質量之比。

海水在某一位置之密度，隨當場之鹽度、溫度、及所受之壓力而定。此一原來位置之密度，乃稱之為當場密度（Density in situ）。通常用$\rho_{s,t,p}$符號表示之。

海水的密度，比純水略大，平均在1.026左右。此一數值，隨溫度鹽度與壓力不同而變。但變化的範圍，都在百分位以下，所以整數1，永遠是一個不變數，通常實用中，常將1取消，再乘以一千倍，來表示海水的密度。因為這樣，乃可節省很多數字。

此項改變，常用另一符號$\sigma_{s,t,p}$來表示。故兩者的關係，可用下式表示：$\sigma_{s,t,p}=(\rho_{s,t,p}-1)\times 1{,}000$

例如$\rho_{s,t,p}=1.02575$.

則　$\sigma_{s,t,p}=25.75$。

我們對海水密度，常需將其取至海面後，方能予以測定。此時溫度與壓力，均已改變，故所測之密度，並非當場密度。假若測定密度的情況，是在一大氣壓力，與溫度為0°C 時，則密度之符號，可寫成σ_0。若在大氣壓力下，溫度為t°C，則符號為σ　。

欲求當場密度與鹽度，溫度及壓力間之數值關係，位於哥本哈根之國際

海洋協會，曾提供下列三種不同之方法：

(一) 標準溫度與壓力下之密度（σ_t）

此爲 Knudsen（1902）所發現。即在大氣壓力下，若溫度爲0°時，則海水密度爲鹽度之函數。因鹽度與氯度又有一簡單之關係，故密度又可認爲是氯度的函數。其關係式如下：

$$\sigma_0 = -0.093 + 0.8149s - 0.000482s^2 + 0.0000068s^3$$

從 Knudson 所製作之海道測量用表中，列有千分之 0.01 Cl 之 σ_0，氯度與鹽度之相當數值。故可查表獲得標準壓力與標準溫度下之精確海水密度值。

(二) 標準壓力下，求某一溫度 t° 時之密度

此需先求標準壓力下，海水之熱膨脹之情形。其方法由 C. Forch 所完成。並有 M. Knudsen 製成海道測量用表，可供查出其密度。

(三) 不同溫度，不同壓力與不同鹽度下之密度

此等不同情形下對密度之影響，曾由 Ekman 作試驗，以求得海水之壓縮系。並由 Hesselberg 及 H.U. Sverdrup 製成查檢當場密度之用表。

上述密度、溫度與鹽度間之關係，自 1902 年以來，即已被國際間所採用。但該等較老之密度值，係基於不同之密度定義，故未經改正，實不宜採用。且新近發現近岸之稀淡海水，其鹽度與氯度間之實驗關係，並不儘符合 $S = 0.03 + 1.805\,Cl$ 之內容。蓋由此式計算而得之鹽度，證明顯有略高 0.07‰之鹽度誤差，其以此計算密度者，自然亦有略高之現象。

圖 5－7 乃表示海洋中海水之密度 σ_t，與溫度及鹽度間之關係。其溫度之範圍自 −2°C至 30°C，鹽度則自 0 至40‰。例如：鹽度 S＝35‰，溫度 t＝10.0°，則相當之密度 σ_t 乃等於 27.0 。若檢查用表，在此同一情形下之 σ_t＝26.98。兩者相差甚微，故此圖亦頗爲實用。

第三節　海水之熱特性

一、熱膨脹

海水之熱膨脹係數，比純水略大。通常隨壓力與鹽度之增加而增加。至於與溫度之關係，一般情形，亦隨溫度之增高而熱膨脹係數加大。但當鹽度少於 24.7‰ ，溫度在 0°C 以下（純水在 4°C以下），則隨溫度之降低，容積反而增大。下表所列膨脹係數，單位爲百萬分之一（10^{-6}），其中負值

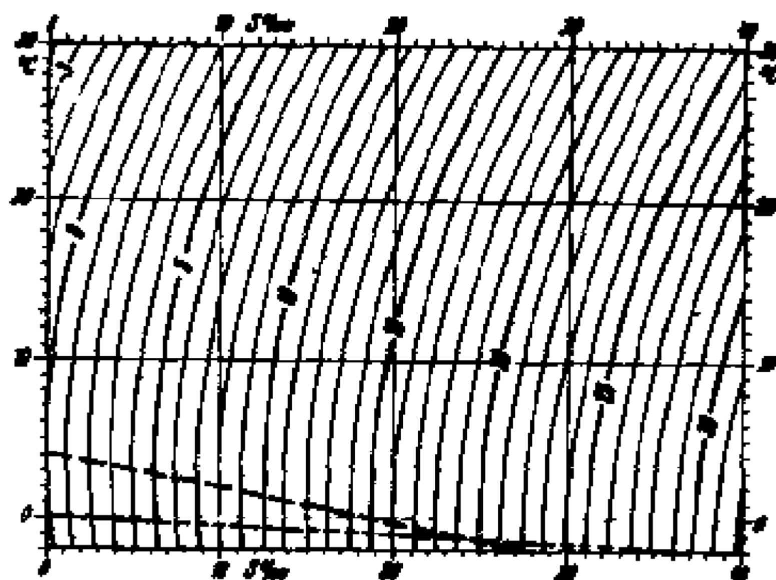


圖 5-7　海水之密度 σ, 為溫度與鹽度之函數（採自 Dietrich, 1967）圖中粗虛線表最大密度，細虛線表冰點。

，即表示隨溫度增加而收縮。

不同溫度、鹽度與壓力下之海水熱膨脹係數（e×10⁻⁷）						
壓力	鹽度	溫度（°C）				
（分巴）	‰	−2	0	10	20	30
0	0	−105	−67	88	207	303
	10	−65	−30	112	222	315
	20	27	4	135	237	324
	35	23	51	167	257	334
2,000	35	80	105	202	278	
	40	94	118	210	283	
4,000	35	132	152	233		
	40	144	162	240		
6,000	34.85	177	194			
10,000	34.85	…	276			

二、熱傳導

若流體內部，溫度分佈不均，則高溫處之熱量，有向低溫處流動之趨勢，此一現象，謂之熱傳導。

熱流通過面積一平方公分之每秒克卡熱總量，與在垂直於該面之直線上每公分距離中之溫度改變成比例（$dq/dt = -rdv/dn$）。其比例之系數 r，乃稱爲熱傳導係數。純水在 15°C之熱傳導係數爲 1.39×10^{-3}。海水略小，但隨溫度與壓力之增加而增加。該等係數，僅在水之靜止狀態，或薄層運動下，方爲正確。但因海洋中之水，常呈擾動狀態，故其熱之傳遞過程，完全改變。在此種環境下，上述熱傳導係數，應由渦動係數所代替。渦動係數，隨運動之情況而定，對溫度與壓力等之影響，可略而不計。通常其數值，要大於上述之數倍。

三、比熱

重一克的物質，使溫度增加 1°C 所需之熱量卡數，謂之比熱。普通所謂比熱，乃指在某一定壓力下之比熱，體積可隨溫度而變，稱定壓比熱。在若干特殊問題中，則用定積比熱。即溫度升高，體積不變，但壓力隨之增高。

純水的比熱最大：在一氣壓下，溫度15°C時，爲一卡。海水的比熱，較純水略小。假定海水的鹽度是 35‰，在一氣壓和0°C時，其比熱爲0.941卡。此值隨溫度升高而減小。至 20°C時，爲0.932卡。又隨壓力增加而增大，到一萬分巴（db）時，爲0.988卡。

海水的定積比熱，較定壓比熱略小。例如鹽度爲 34.85‰ 之海水，兩者之比值，在一氣壓和0°C 時，爲1.0004，溫度升至30°C時，則爲1.0207。至於壓力的效應，亦頗可觀。同樣鹽度之海水，溫度爲0°C，壓力爲一千分巴時，兩者之比率爲1.0009，壓力增至一萬分巴時，比率爲1.0126。

四、蒸發潛熱

純水蒸發之潛熱，乃蒸發一克之水所需之熱卡數，或製造與水溫相同之蒸發水一克，所需之熱總量。後者之定義，適用於海水。

海水的蒸發，因鹽度之影響甚小，故一般假定與純水相差無幾，但與溫度不同而有變化。在溫度爲 0°至30°C之間，可應用下列公式求其潛熱：

$$L = 596 - 0.52t$$

五、絕熱溫度變化

當液體被加功壓縮，其周圍無熱之得失影響，則其溫度必趨上升。反之，液體膨脹，其本身放出能量，則其溫度必稍下降。此種作用，謂之絕熱溫度變化。

海水水樣，自深海中，由絕熱瓶採取，提至海面，必因壓力減小而生溫度變化，此時所保留之溫度，謂之位溫。其公式如下：

$Q = T_m - \Delta t$

Q＝位溫，

T_m＝當場溫度

Δt＝水樣提出海面，溫度降低之總量。

Δt 可由Helland-Hansen所調製之用表查得。該值係隨溫度、鹽度與深度而變。例如海水鹽度爲34.85‰，其自溫度2°C，水深爲8,000公尺處，提至海面，求位溫時，查表得 $\Delta t = 0.925°C$

故位溫 $Q = 2°C - 0.925°C = 1.075°C$

第四節　海水之其他性質

一、海水之綜合性—鹽溶液之獨特性

水汽壓降低（Vapor-Pressure Lowering），冰點下降（Freezing-Point depression），最大密度之溫度。以及滲透壓等，乃鹽溶液之獨特性質。因該等特性，均與溶解鹽度有關。溶解液體在已知情況下，若知上述特性中之一種，則該液體之其他各特性，乃可計算而得。故又稱之爲綜合性。惟混雜之溶解液體，與濃縮海水，不適於該綜合性之理論。但在所有情況下，其離理論之值，係成比例。

(一)　冰點下降

冰點下降與氯度之關係，其實驗公式如下：

$$T_f = -0.0966\,Cl - 0.0000052\,Cl^2$$

海水之冰點，乃起始冰點。即無限少量之冰，在液體中呈均衡狀態時之溫度。當任何冰塊形成後，其溶解固體物之濃度立即增加。故更多冰塊乃需在較低溫度下，方能產生。因此，一般說來，海水的鹽度增大，冰點則緩慢下降（圖5－8）

(二)　水汽壓降低

任何氯度海水之水汽壓與同溫度蒸餾水之水汽壓間之比，可得下式之關

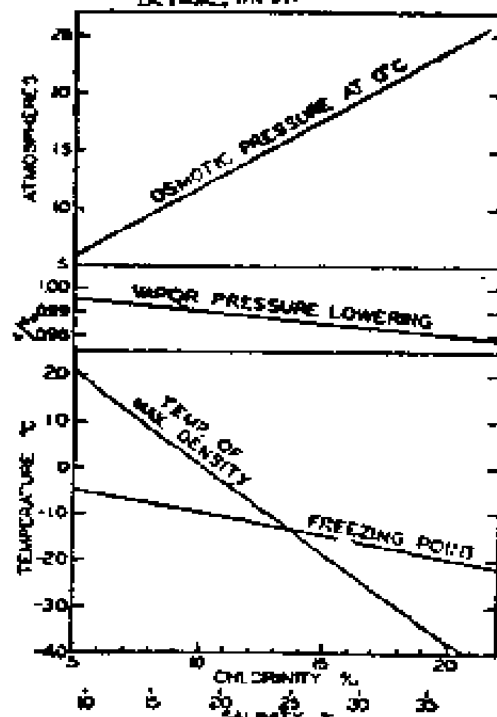
關係：

$$\frac{V_s}{V_p} = 1 - 0.000969 Cl$$

式中V_s為海水之水汽壓，V_p為同溫度蒸餾水之水汽壓（圖5－8）。

（三） 滲透壓

圖5－8　滲透壓、水汽壓、冰點，以及最大密度之溫度，與氯度或鹽度間之關係。



用一圓筒，於其下方裝以半透膜，內盛稀薄鹽水。將其放清水盆內，則清水將透過半透膜，進入圓筒內。當水面在筒內升高到一定高度，滲透作用和因水面升高而增加的壓力相抵消時，清水即停止進入圓筒。此種壓力，即稱滲透壓力。

海水的滲透壓，其本身並無意義。但對海洋動植物之生存，則極爲重要。蓋動植物之細胞膜，可透過海水中之水分，卻不能透過海水中鹽分。一般動物細胞膜內，所含鹽度一定。故其與膜外之海水鹽度一致時，則壓力可平衡而維持其生存。海水鹽度過小，則水份向生物體內滲透，乃促致生物體之膨脹破裂而死亡；海水鹽度過大，則水份由生物體內向外滲透，生物因失水縮小，亦可引起死亡。

滲透壓之大小，可從冰點之下降而計算之，其式如下：

$$OP_0 = -12.08\,T_f$$

故任何溫度下之滲透壓力，即可求得：

$$OP_t = OP_0 \times \frac{273 + T}{273}$$

圖5－8所示，乃氯度在5‰至20‰範圍內，滲透壓之變化情形。

（四） 最大密度之溫度

純水之最大密度，乃在溫度約4°C時。但對海水，則其最大密度之溫度，隨鹽度增加而降低；鹽度大於24.7‰時，在冰點以下；鹽度爲24.7‰時，最大密度之溫度，恰與冰點相符，即同爲－1.332°。圖5－8所示，最大密度之溫度，乃氯度與鹽度之一函數。

二、壓縮性

(一)意義 某一定質量之物體，隨壓力之增減，而改變其體積之特性，謂之壓縮性。

(二)壓縮性求法

1 等溫壓縮係數

設 α_s 爲大氣壓力下之比容，其所承受之壓力爲 P，則壓縮係數 μ，可得下式關係：

$$\alpha_{s,t,p} = \alpha_t (1 - \mu P)$$

等溫壓縮係數，隨鹽度、溫度與壓力之增加而減小。

2 絕熱壓縮係數

若壓縮之過程甚快，則無法變成等溫壓縮，而成絕熱壓縮。在絕熱壓縮情況下，比容 $\alpha_{s,t,p}$ 則爲單位壓力中微小壓力變化之函數，實驗得絕熱壓縮係數爲：

$$K = \frac{\left(\mu + P\frac{d\mu}{dp}\right)}{(1 - \mu p)}$$

三、黏性

(一)意義 作用於面積一平方公分表面之摩擦壓力，與沿垂直該面之直線上水之移動速度每公分之變化成比例，該比例之係數 μ，乃稱爲動力黏性係數（即內摩擦係數）（ $J = \mu\frac{dv}{dn}$ ）。

(二)黏性因素 隨溫度增加而迅速降低；隨鹽度增加而緩慢增加；壓力對黏性影響甚微。

四、表面張力

(一)意義 每滴液體，均具有表面收縮力，以保持其最小面積。此種收縮作用，就叫表面張力。

(二)表面張力因素 海水之表面張力，略大於同溫度之純水。海水如不潔淨時，則其表面張力降低。鹽度爲 35 ‰ 之海水，溫度爲 0 °C 時，表面張力約爲每平方厘米 77.86 達因，其對溫度和鹽度的變化甚小，惟仍可根據下式計算之：

表面張力（dyne/cm²）= 75.64 − 0.144 T + 0.0399 Cl

五、導電性

海水之導電性，係隨溫度與鹽度而定。通常測定海水之鹽度，即可求出其相對之導電係數。但並非完全隨鹽度之改變而變異其值。因導電性亦隨溫度之升高而增大。蓋海水導電性之熱效應，係由於已分離鹽離子的相互摩擦而產生，若溫度升高，則導電係數，隨內部摩擦之減小而相對增加。

第五節　海冰

一、海冰之形成

海冰的形成，除在長期冰點之下所發生者外，主要係隨下列各項因素而定。

(一)　海水之表層鹽度

(二)　垂直鹽度之分佈情形

(三)　水之深度

因前者可影響冰點之下降，以致延遲海冰之形成；後兩者，則由其發生垂直之交換冷凍作用，可確定水層之厚度。幾乎在所有沿岸海域中海冰之形成，均隨此三大因素而定。至於海洋之熱儲蓄，即在垂直交流所能抵達下方之熱量，僅在少數情形下，發生作用。此一例外情形，經發現位於Memel北方 Baltic 沿岸一帶，當該處長期之外海風發生時，於是 Baltic 海深處之較高鹽度與較暖海水，乃向上升，以致促使沿岸海域之不易結冰。

隨海面狀況與海流等的情形不同，可形成各種不同形式的海冰，玆將各種海冰形成之情形，略述如後：

(一)　新冰與軟冰

如海面平靜，則所形成者，多為清徹之結晶新冰。若海面受風浪等的擾動，則所形成者，多爲有空氣封閉於其中的軟冰 (Ice Mush)。

(二)　漂冰

1　**初期漂冰**　當軟冰逐漸增大，成爲盤形，即受風浪之影響，彼此撞擊，以致使其邊緣成爲圓形，而大小幾乎完全一致者，謂之初期漂冰，或稱爲餅冰或荷葉冰（如圖５－９）。此乃軟冰與封閉之漂冰海域間之過渡形態同時，此等過渡形態之海冰，亦因薄層之新冰，遭受風浪之運動而形成。

2　**次期漂冰**　與上述初期漂冰不同者，乃其形成係由強大之新冰場，

在外來力量如風、流、浪以及船隻通航的影響下，受壓力而破裂者。此等漂冰，包括不同大小，形態甚不規則，而漂流於邊緣海之浮冰。當冰凍期間較長，漂冰與浮冰又可由新冰與軟冰連結，而形成堅硬之次期冰場。

(三) 堆冰

假若漂冰在壓力之下再行凍結，因此，乃可促致浮冰之成冰丘與堆積。而形成海冰之第三種形態，是之謂堆冰 Pack Ice 。此等堆冰，其發生於沿岸附近者，可高達 20 公尺。

堆冰亦可發生於近海之狹窄水道中，如冬季時在 Baltic 海之 Sund 以及 Belts 等處即是。然而，其主要分佈海域，仍以極區爲多，尤以北半球爲然。該區之堆冰，在其通過格陵蘭與 Spitsbergen 間海峽，再向南流並開始溶解時，多已爲時逕2至6年之久。當冰之形成，重覆遭受壓力，常可形成8公尺以上高度之冰丘。在南冰洋，因其向北海域開豁，堆冰所受壓力，較不嚴重。加之，此等堆冰，常爲時僅及1至2年，故所形成者，常爲平頂之堆冰海域。

(四) 河冰與冰河冰

除在海洋中所形成之各種型態之海冰，尙有其他兩種海冰，雖存在於海洋中，然追其來源，卻係始自大陸。此即爲河冰與冰河冰。由於此兩者，均係由淡水所形成，故其物理性質，與海冰顯著不同。海冰之組成多孔隙，而淡水冰則並非如此，故強度較大。此種特性，對船隻航行之安全保障，頗爲重要。

河冰僅及於河流本身與河口鄰近海岸，故影響水上交通情形，多止於河道與港灣附近。在大洋中，頗不重要。然冰河冰，當其在極區沿岸附近，形成冰山，則情況頗爲嚴重。

(五) 冰山

冰山有兩種形態，一爲山谷冰河冰，一爲陸棚冰。山谷冰河冰，流入海洋時，形狹而厚且多呈舌形，其速度可自每天25 公尺至30 公尺。冰舌前方斷裂，立刻擠入其兩側，此種作用，謂之冰之崩解，通常係發生於狹灣之內方，多因巨大之海浪所造成。在北半球，冰山之主要產生區，發現係在北緯 69° 至73° 間，格陵蘭西海岸之 Disko 灣區域，該處有六大陸地冰河冰，迅速流入海洋。據E.H.Smith估計，每年可產生約 5,400個冰山，並主要係流入Labrador海流中，該海流每年可攜帶 7,500個冰山，向南運行。

陸棚冰幾乎是南極區獨具之特色，該處之南極冰層，並不分裂成冰舌，多呈完好界限，向海環繞於南極大陸。此一冰層，一部份直接覆蓋於陸棚之

圖 5-9　初期漂冰。



圖 5-10　南極大陸之冰層。

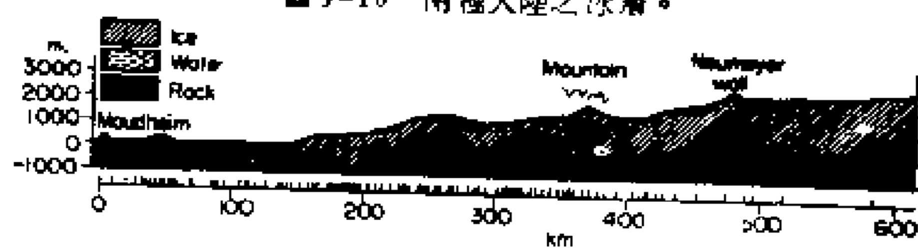


圖 5-11　南冰洋之平台冰山。



底面，一部份則呈懸浮狀態。其厚度可如圖5－10所示。時間長久，乃從此一陸棚冰分離而形成平台冰山（如圖5－11）。其體積如1953年二月在南緯65° 西經150° 所觀測者，有達145公里長，40 公里寬，及露出海面 30 公尺之高者。

冰山沉於海面以下之深度，可由冰之比重而求得。冰之比重，則隨冰所含空氣之容量而定（如下表所列）。據觀測冰山之空氣含量，約為容積之1～10%。海水密度為1.027，空氣含量為1%，則冰山全部體積之88.6%乃沉沒於海下；空氣含量為10%，則僅80.8%沉沒。冰山之為矩形平台者，其在海面以上之高度與吃水深度之比，在前者為1：7.8 ，在後者則為1：4.2。1949－1952 年，南極探險隊曾以反射震測法，測得其厚度比為1：5。亦即陸棚冰山在海面上之高度為36 公尺，其潛入海下深度，則為180公尺。

海冰之密度乃空氣與鹽度之函數				
空氣（容積%）＼密度	鹽度（‰）0	10	20	30
0	0.918	0.925	0.934	0.942
3	0.890	0.898	0.906	0.914
6	0.863	0.871	0.879	0.887
9	0.835	0.843	0.851	0.859

二、海冰之特性

(一) 結冰點

海水的結冰點，比純水要低，并且隨鹽度而不同。鹽度越大，結冰點越低。茲將各種鹽度不同的海水結冰點，列表如下：

鹽度‰	4	8	12	16	20	32	40
結冰點 °C	-0.214	-0.427	-0.640	-0.856	-1.074	-1.740	-2.196

海水的結冰點，是指開始結冰時的溫度。此時僅有極微量之冰與海水平衡，當微量之冰一經形成，海水濃度即行增加。因此，需要更低之溫度，方可繼續結冰。又結冰點，乃指海水在靜止狀態下而言。若有波浪或擾動發生，則水溫雖降至冰點，卻仍不結冰。僅發生過冷卻現象。

(二) 海冰之鹽度與氣泡

海冰所含鹽度，與海水所含鹽度，同一意義。但並非均勻分佈於冰中。海水凍結時，大部份鹽類已經析出。祇有一部份留在組織內的空隙中，成爲滷汁。這是海冰還有多少鹽度的原因。滷汁的濃度很不相同，與海水凍結時的速度和溫度有關。溫度降低愈快凍結愈快，則濃度愈大。溫度逐漸繼續下降，鹽分乃可結晶而出。假若鹽度爲10‰ 之海冰，在−3°C 時，每千克滷汁，可含鹽類200克。

海水迅速凍結時，還有許多氣體存在。這種氣體，本來是溶解在海水中，凍結時析出，留在海冰之空隙中。

因爲海冰含有滷汁和氣體，所以組織極爲疏鬆，色澤暗淡而不透明。

(三) 海冰之密度

純水在0°C 時之密度爲0.9998674，純冰在0°C 時之密度爲0.91676。海冰之密度，隨所含滷汁與氣泡之多寡而定。普通約在0.857至0.92之間。

要精密測定海冰之密度，可把冰塊放入盛石油之器皿中，然後再秤其變更之重量，加以計算。欲知海上流冰或冰山大概的密度，可將冰塊浮出水面的高度（h），和沉在水面下的深度（d）來計算。其公式如下：

$$\rho_i = \frac{d}{h+d}\,\rho_w$$

ρ_i =海冰之密度。　　ρ_w =海水之密度

(四) 海冰之比熱

純冰的比熱，約爲純水的比熱之半。視冰之溫度而定。但其變化的範圍甚小。通常在−2°C至−10°之間，均爲0.48卡。至−22°C 時，爲0.46卡。

海冰的比熱，隨溫度與鹽度或滷汁而定。其變化甚大。茲列表如下：

海冰之比熱				
鹽　度　‰	溫　度（°C）			
	−2	−8	−16	−22
0	0.48	0.48	0.47	−0.46
4	4.63	0.76	0.57	0.54
8	8.76	1.01	0.64	0.58
15	16.01	1.46	0.76	0.65

(五) 融解潛熱 (Latent heat of Fusion)

純冰在大氣壓力與0°C 時之融解潛熱爲每克 79.67卡。海冰之融化，因鹽度關係，並非在一定溫度下發生。茲將海冰之融解潛熱列表如下：

海冰之融解潛熱			
溫度	鹽度 ‰		
(°C)	0	6	15
−1	80	55	16
−2	81	68	48

(六) 海冰之蒸發壓力

海冰之蒸發壓力，與純冰之蒸發壓力相差甚微。其數字如下：

0°, I = 6.11 mb　　　−20°, I = 1.04 mb

−10°, I = 2.61 mb　　　−30°, I = 0.39 mb

(七) 海冰之蒸發潛熱

冰之不經液體過程，而直接揮發者，其潛熱爲每克600卡。冰經融化後，再揮發者，其潛熱爲每克700卡。後者之現象，在自然界較爲普遍。

(八) 冰之熱膨脹係數

純冰每一度之熱力膨脹係數約爲 1.7×10^{-4}。該係數與溫度變化無關。海冰之熱力膨脹，乃係其溫度與鹽度之一函數。茲列表如下：

海冰每 1°C 之熱力膨脹係數（單位：$e \times 10^{-4}$）

鹽度	溫度 (°C)				
‰	−2	−6	−12	−18	−22
2	−22.1	−1.06	1.13	1.33	1.44
6	−69.67	−6.55	0.00	0.60	0.93
10	−117.25	−12.05	−1.13	−0.15	0.42
15	−176.72	−18.92	−2.54	−1.04	−0.22

表中負值，表示溫度降低時，則膨脹；正值表示溫度降低時，則收縮。

(九)熱導性 (Thermal Conductivity)

純冰之熱導係數約爲0.005，等於純水在0°C 時之熱導係數之三倍。

海冰隨所含氣泡量大，而熱導性降低。表層海冰多孔，熱導係數約爲1.5×10^{-3}；深度0.5公尺處，熱導係數約爲4.0×10^{-3}；深度一公尺以下，熱導係數約爲5.0×10^{-3}。

三、海冰之分佈

海洋冰凍之情形，隨冰之形態，冰之分佈界限，以及此等界限隨時令而改變之情形而定。根據此等因素分析，可將海冰分爲極海冰與邊緣海冰兩大型態。茲將兩大形態之海冰特性，列表分述如下：

極　海　冰	邊　緣　海　冰
1. 除一年期之新冰外，尚有若干年以上之老冰。	1. 夏季無冰，僅冬季有新冰之形成。
2. 多堆積冰，有時且有冰山。	2. 多堅固且淺而漂流之浮冰。
3. 厚度約 2.5至 3.5 公尺。	3. 厚度少於0.5至1 公尺。
4. 冰之最大值在早夏期間，且在其邊緣地區。	4. 冰之最大值，常在冬季。
5. 僅在冰間水路中，方可通航。	5. 冰受壓力衝破後，即可沿海峽水道通航。

圖5—12 所示，乃隨海冰每年之形成情形，分爲四大主要界限。其最內之地區，終年爲冰所覆蓋，此爲永久冰區。在第二區中，當冬春兩季，常有海冰之形成。即在極海中形成漂流之堆冰，在邊緣海則形成堅冰與淺層浮冰。當夏季時，則此等海域之海冰情況有甚大之變化。即在極海區域之內方界限，仍然有海冰之形成，而在外方邊界，則甚少發生或甚至全無。至於在邊緣海中，則在此一時期，全無冰之形成。在第三區中，極海與邊緣海，僅在冬季或春季偶有海冰之形成。第四區，則僅有偶然之冰山出現，尤其是在春天時如此。

習題五

1. 試述水分子聚合的情形如何？
2. 水之物理特性，其與熱力發生關係者有那些？
3. 試述海水鹽度之定義及鹽度與氯度關係之實驗公式。

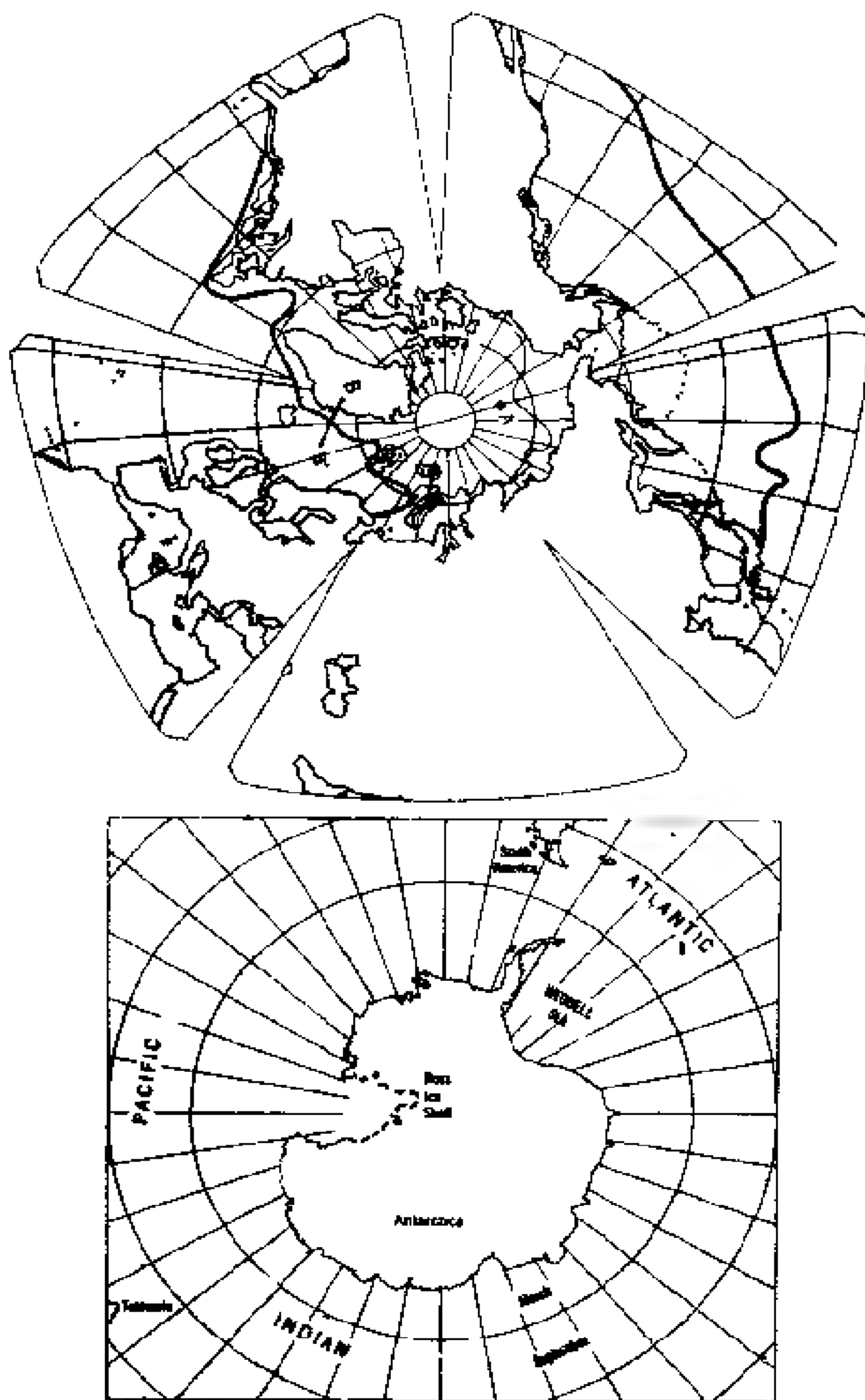


圖 5-12 北半球與南半球海冰之分佈（採自 Peter K. Weyl，1970。）

4. 通常求海水鹽度之方法有那些？
5. 何謂標準海水？
6. 海水在500公尺深度處，其壓力爲若干巴？若干dyne？
7. 何謂當場密度，其表示之方式如何？
8. 海水之熱特性有那些？
9. 何謂絕熱溫度變化？
10. 海水因鹽溶液所具之獨特性有那些？其關係如何？
11. 試述海冰有那些形態？
12. 試述冰山有那幾種形態，其各別主要產生的地區爲何？
13. 試述海冰與海水的密度有何不同？
14. 試述海冰的鹽度與氣泡的含量如何？
15. 極海與邊緣海，冰的特性有何不同？

第六章　海中能量之傳播

第一節　概述

海水之物理性質，除前第五章所述，係海水本身所具之物理特性外，將於本章再行論及海水對光波、電磁波、以及音波等之能量傳播情形。

光波在自由空間，恒以3×10^{10} cm/sec速度前進。其傳播，無需任何物質爲媒介。光波進入海洋內部，由於海水之發散(Scattering) 以及吸收(Absorption) 等作用，使光波發生消失以及改變光譜之組成等現象。而此等現象，實乃海洋生物賴以生存之光合作用之基本條件。同時由於海水對光波之反射折射等作用，可影響輻射能量之傳遞，因而產生海水之蒸發、混合等作用，從而形成海面水溫之日變與季節變差。並影響海流等的發生。因此，近廿年來，海洋學家，已特別重視海中光波之理論與實驗之研究。

音波在海水中進行時，其能量損失甚小。而速度則較在空氣中進行爲快。故海水爲傳播音波之有效媒介。自第二次世界大戰以來，各種科學儀器之發展，諸如航海測深，反潛作戰，魚群探測，海洋地球物理探勘，以及最近發展之遠洋深海定位系統，莫不均係利用此一特性。或以聽音器(Hydrophone)收聽並尋找目標物所發出之聲音；或以回音測距法，由音源至目標物往返所需時間，而決定其間之距離。因此，海中音波之傳播，已成爲海洋應用科學中，最重要之課程。

第二節　海中光波

一、海中光波之特性

(一)　發散性 (Scattering)

海中光波之發散情形，可用現場測讀尺(In situ meters)，或積分尺

(Integrating Meter) 測定之。

發散之原因，可分爲兩方面來解釋：一係由於水分子本身之發散；一乃由質點發散。說明出於水分子本身發散者，若 Rayleigh學說，及波動學說(Fluctuation Theory)等。其餘有的學者，研究海水之折射指數與擴散間之關係，認爲折射指數係隨鹽度與溫度而改變，對擴散之總量，可達實際光系之4％。至於出於質點發散的情形，則視質點之性質而異。質點有有機物質和無機物之分。其發散之程度，視質點之大小，質點之組成，和質點的形狀而定。

(二) 消光性

消光現象發生之原因，不外光之發散作用 (Scattering) ，以及海水對光之吸收作用 (Absorption) 等兩種。通常發散作用，可以直接測定，但吸收作用，則常需從消光作用中減去後求得。

消光性之測定，通常可用視覺盤，照相暴光器，濾色鏡，或光電電池濾色鏡等進行之。

視覺盤，即 Secchi 氏透明度板，爲直徑30 厘米之白色圓盤 (Disk)。將其放入海中，至人目不能再行看見的深度爲止。可達的深度公尺以D表之，稱爲透明度。透明度與消光係數的關係，可以下式表之：

$$消光係數\quad \mu = 1.7/D$$

有時透明度板，也可分紅綠藍等色，以調查各色光線在海中透入的深度。透明度的大小，依海中所含各種細微浮游物質之多寡而定。普通純潔海水的透明度，可達120公尺。但實際上，大洋的透明度，僅達六七十公尺。在近海非常混濁的海水中，則祇有數公尺。

利用照相暴光器，在海中所作實驗，發現輻射有一明顯之向下方向。在水深500公尺處，暴光 40 秒，變黑很強；在水深1,000 公尺處，暴光80秒，亦已變黑；在水深1,700公尺處，暴光120秒，則發現毫無反應。

利用濾色鏡所作之實驗，發現光譜之紅色部份，被迅速吸收。綠色與藍色光線，則可穿透較深之水層。至於不同波長之吸收量，係使用分光照相機所作。

使用光電電池濾色鏡，可以精確決定光譜各不同部份之消光係數。

純水之消光係數，隨波長增加而急劇增加，純水對光波之傳導及發散係數，則隨波長增加而減小。茲列表如下：

純海水之消光係數，據 Sullivan(1963) 曾對蒸餾水及人造波長爲 580 ～ 790之海水作比較研究，發現鹽度對消光性之影響甚微。其變化係隨波長之

波　　長 nm	傳　　播	消光係數	發散係數
375	95·6	$45\cdot10^{-}$[illegible]	$6.64\cdot10^{-}$[illegible]
500	96·5	$36\cdot10^{-}$[illegible]	$1.97\cdot10^{-}$[illegible]
600	83·3	$186\cdot10^{-}$[illegible]	$0.93\cdot10^{-}$[illegible]
700	60·7	$500\cdot10^{-}$[illegible]	$0.49\cdot10^{-}$[illegible]
800	18·0	$2,050\cdot10^{-}$[illegible]	$0.29\cdot10^{-}$[illegible]

減短而緩慢增加。

質點之消光性，隨波長減短而大爲增加。圖6－1所示，即質點消光係數，隨波長改變之情形。

溶解有機物質對光波之吸收性，亦隨波長之減小而增加。如圖6－2所示。

二、海中輻射能

(一) 海面輻射分佈

海面輻射分佈的情形，經實驗得一計算公式如下：

$$L(i)=L(\frac{1}{2}\pi)(1+2\cos i)$$

式中 L，乃表示每單位投影面積上所含角度之輻射影響，i 表示輻射角

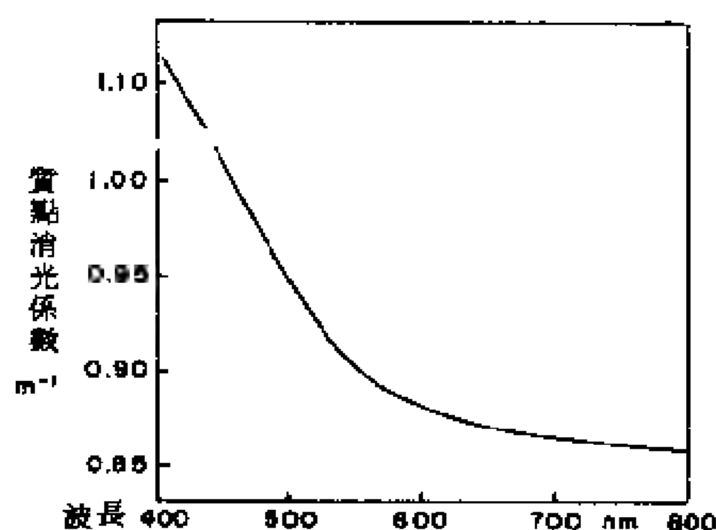


圖 6-1　質點消光係數。

度。即當輻射角度爲零，也就是太陽在某點之正上方時，其所受輻射影響最大。至於輻射影響之單位，則以每平方公尺瓦特計算。

(二) 海面之反射能

太陽之輻射能，到達平靜之海面後，一部份穿入表面水層，進入海洋內部，一部份則反射回到大氣層中。反射作用之能量，若發生於光滑之平面上，則爲數甚大。但在海面時，則尙受下列各項因素，諸如：擴散輻射（Diffuse Radiation）、風浪（Waves）、海面閃爍（多發生於太陽高度在30°至35°之間） 雲況、太陽高度，以及波長等之影響。

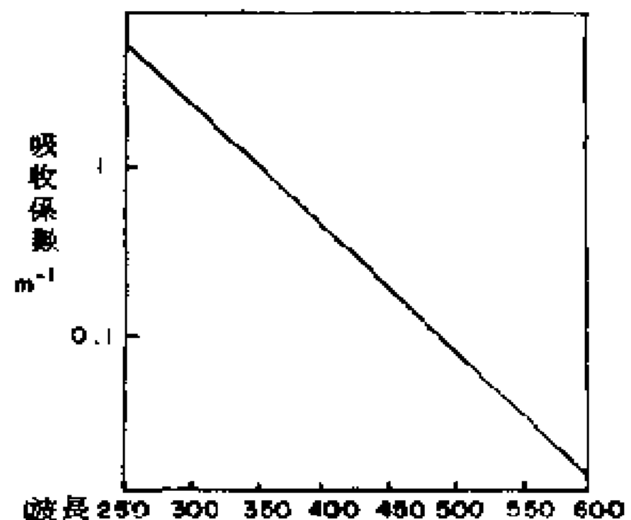


圖 6-2 溶解有機物之吸收性。

有關海面反射能，經實驗結果，知不同太陽高度之反射能，乃波長之一函數（波長單位 $nm=10^{-9}m$）。係如圖6－3所示。

(三) 海面之折射

海水的密度較空氣爲大，所以光線在空氣與海水間出入時，發生折射現象。設光線自空氣投射的角度是 i，射入海水後的折射角是 r，則其折射率 n，依 Snell 法則，得公式如下：

$$n=\frac{\sin i}{\sin r}$$

純水之折射指數，在4°C時爲1.3330。海水之折射指數，隨鹽度增加而增加，也隨溫度之降低而增加。圖6－4所示，即爲鹽度，溫度與折射指數間之關係。

通常在日正當中時，入射角爲零，折射角亦爲零。但當太陽在水平線附近時（即入射角約90°），其折射角則增至48.5°，且成爲最大角度。大於此臨界角之光線，則在介面處起反射（圖6－5）。

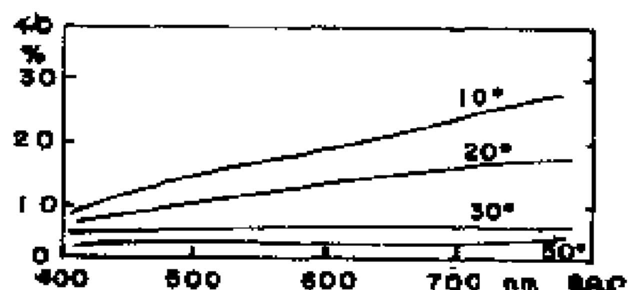


圖 6-3 不同太陽高度之反射能（採自 Jerlov, N.G., 1968)

由於海水對光線的折射關係，我們在海面上所見海中物體的深度，乃

與實際的深度不同。設實測的深度是h，目測的深度是h′，則可得如下的關係：

$$h = nh' \quad 或 h' = \frac{h}{n}$$

假使海水的鹽度是35‰，折射指數爲1.33981，則

$$h' = \frac{h}{1.33981} = 0.75h。$$

所以吾人可知目測的深度，約爲實測深度的$\frac{3}{4}$（圖6－5）。

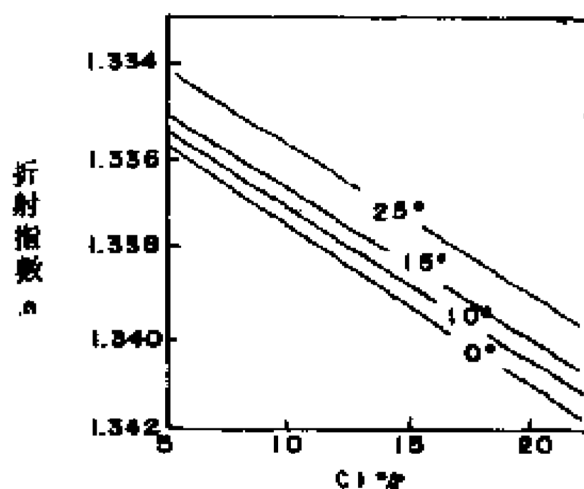


圖6-4　折射指數乃溫度與鹽度之一函數。

至於風浪對折射的影響，則可達±15%。

(四)　能見度

在大洋清水中，肉眼在800公尺深處，可以感覺光線之存在。實際觀測視覺界限，約在600公尺至700公尺之間。

三、海水之顏色

(一)　顏色之觀測

海水顏色之觀測，多使用內塗黑色之目視管。以目視管一端投入水面，以減少外界之干擾，然後即按比色法記錄之。

(二)　顏色分級法

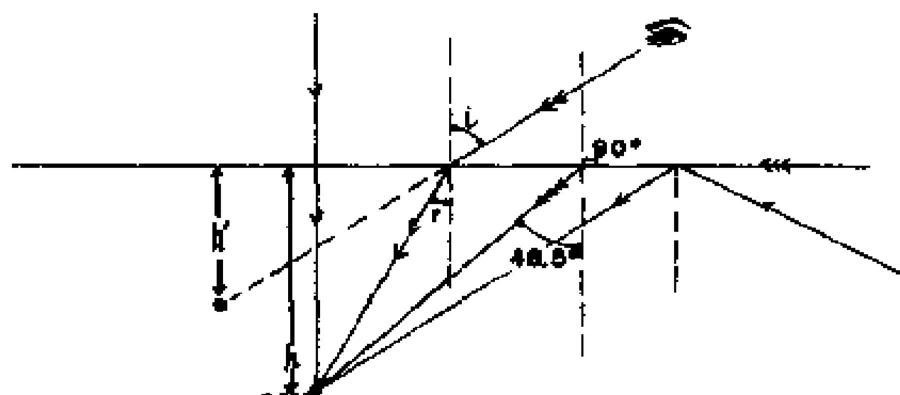


圖6-5　海水的折射臨界角。

1. Forel 氏比色法

Forel 氏將水色分爲十一級。通常熱帶或亞熱帶水色較深，約自一級至二級；寒帶海洋水色較淺，約在五級左右；沿岸海水之水色甚淺，則約爲十級左右。

2. Forel-Luksch 分級法

此乃改進後之水色分級法，將海水顏色分爲十四級。從0級開始，0級代表深藍色，爲190公分純水中溶有一公分之硫酸銅與九公分之氨液。其他之級數，則表示另外加有一定量之黃色鉻酸鉀。

3. 其他尙有 Kalle 氏設計之水色計（Colorimeter），亦可作爲比較標準。

（三） 海水顏色之理論

1. Bunsen 氏之吸收理論——強調光在水中之選擇吸收。

2. Soret 之折射理論——重視漫射之效應。

3. Wittstein 及 Spring 之化學溶液理論——說明海水藍色之變色，是由於其中含有黃色鐵質與腐質鹽(Humus Salt) 之故。

（四） 海洋之一般顏色

1. 熱帶或亞熱帶——深藍色。
2. 高緯度之寒帶——藍綠色。
3. 有上升流或高緯陸棚處——綠色。
4. 混濁海岸——淡綠色。
5. 河流出口——黃綠色或濁黃色
6. 冰川入海之峽灣處——灰白色

四、海中光波與海洋生物

（一） 海洋植物與日光

1 植物之光合作用

吾人均知海藻之生活界限約在200公尺以內，此即爲日光通常所能照及之深度。淺草紫菜在8°C下，光度超過20,000 Lux，即停止光合作用。祇有石花菜可生長至頗深海底，還有褐藻紅藻的胞子，亦可在黑暗中萌芽。

2 矽藻之人工培養，需在一定陽光下進行。

（二） 海洋動物與日光

海洋動物之體色，與日光呈「補色」 藉以保護其生存。例如表層動物之鰛、鯖、鰹都爲青藍色；次深水層動物之鯛魚、鰭魚則屬草綠色。再深之

黃花魚、類狗母，屬黃色。下層之鯛類、魴類則呈紅色。

第三節　海中音波

一、概述

(一)　音波之述語及其單位

1　**音密**(Energy Density):　$W = \frac{P^2}{\rho C^2}$

P = 音壓（dynes / cm²），ρ = 介質密度（grams / cm³）

C = 音速（在該介質中）（cm/ sec）　W = ergs / cm³

2　**音流** (Energy Flow)：　$F = \frac{P^2}{\rho C} = CW$

F = ergs / (sec)(cm²)

3　**音強**(Intensity)　$I = P^2$（dynes² / cm⁴）

(二)　音波基準面 (Sound Level) L:

因音壓在實用中，其變異自 10^{-4} dyne / cm² 可達 10^{6} dyne / cm²，故使用 decibel 方法，以表示音波之強度，是爲音之壓力基準面，或簡稱音波基準面。decibel 之定義，可以下式表示之：

$$L = 10 \, Log \, I = 20 \, Log \, P \quad (db)$$

對數之底數爲 10。

(三)　音源

音源之線性體積，較音波波長爲小，且發射時呈輻射並均勻地向各方向傳播者，謂之小音源。音源比波長爲大，發出後常不能於同一時間內到達某一定點，且輻射強度在某些方向，常較其他方向爲大者，謂之大音源。音波之頻率範圍多在 20c / s 至 20kc/s 之間，人類聽覺所最敏感之頻率，則爲每秒一千週左右。

二、海中音波之傳播

(一)　溫度、鹽度與壓力對音速之影響

海水之溫度、鹽度與壓力，對音波在海中之傳播速度影響甚大。通常水溫在 35°F時，每增加 1°F，音速每秒增加 8.0呎；水溫在 65°F時，每增加1°F，音速每秒增加 5.3呎；水溫在 85°F時，每增加1°F，音速每秒增加

4.0呎。鹽度每增加1‰，音速每秒增加4.27呎。壓力每增加100呎，音速每秒增加1.82呎。

經實驗結果，得海中音速之公式如下：

$$V = 1399 + 1.31s + 4.592t - 0.0444t^2 + 0.182h$$

式中 s ＝鹽度（‰），t ＝溫度（°C），h ＝水深（公尺）

$$\text{或} V = 4422 + 11.25T - 0.045T^2 + 0.0182D + 4.3(S - 34)$$

式中 S ＝鹽度（‰），T＝溫度（°F），D＝水深（呎）

圖6－6所示，乃根據上列公式計算而得之用表，再加以設計製成圖解。

(二) 海中音波之消失

1 音之幾何擴散

音波在同一介質中之傳播情形，乃係從音源處以輻射狀向外成直線傳遞。因此在垂直於音波傳播方向之單位面積上之音流，必與音源之距離之平方成反比。假若音源成球形擴散，結果音之強度，乃迅速減小。假若音源在兩平行面間之介質中傳播，則常成圓柱形擴散。其強度可以下式表之：

$$P_0 r^{\frac{1}{2}} = c$$

r 為音源之距離；c 乃常數。此式可應用於水深均勻之淺海中，其表面與海底之反射作用甚佳之海域。

2 音之吸收

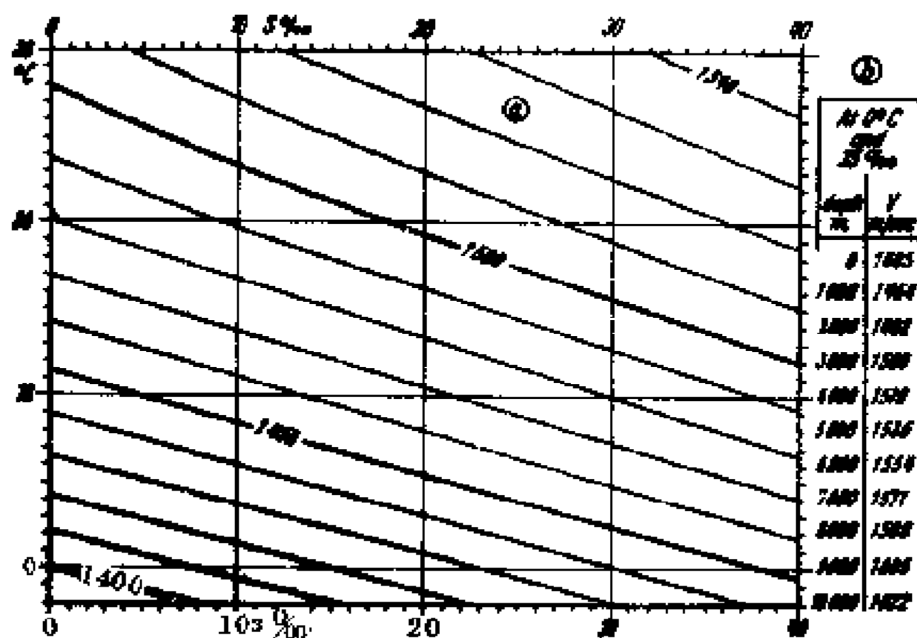


圖6-6　海中音波之速度。

海水黏性以及水分子之內部作用，對音波之傳播，可產生吸收之消失作用。據實驗(Horton, 1957) 海水在 10 °C，音波頻率在 f kc / s ，每千碼距離之吸收係數 decibel ，可以下式求得：

$$\alpha' = \frac{40f^2}{4100+f^2} + 0.000275f^2$$

吸收可隨溫度之增加，而大爲減小。通常溫度增至 17 °C時，在整個距離內，低頻音波之吸收情形，常可減至半數。

另一最重要之因素，乃水中氣泡作用。氣泡既可對音波發生擴散作用，更具有吸收之作用。尤以對回音爲甚。氣泡通常係受風浪之壓力，或船隻壓力與推進器之擾動，而發生於海水表面之下方。

其他如海水之擾動以及水中植物與動物之碎屑物質，亦可對音波發生擴散等作用，但其影響與氣泡相比，則實瞠乎其後，且爲局部而可變之因素。

(三) 音波之折射

普通物理學中 snell 之折射定理，亦可適用於海中音波之折射。如圖 6 － 7 所示，乃三種不同音速水層中，音波之折射情形。其折射轉變之方向，通常是彎曲趨於音速較慢之水層。其關係可以下式表示：

$$\frac{V_1}{\cos\theta_1} = \frac{V_2}{\cos\theta_2} = \frac{V_3}{\cos\theta_3} = K \text{ Costant}$$

由圖 6 － 7 (2)中，可得 $\frac{\Delta R}{D_2-D_1} = \cot\theta$ 故可求得音程爲 $\Delta R = \Delta D\cot\theta$。

(四) 音波之反射

音波之海面反射

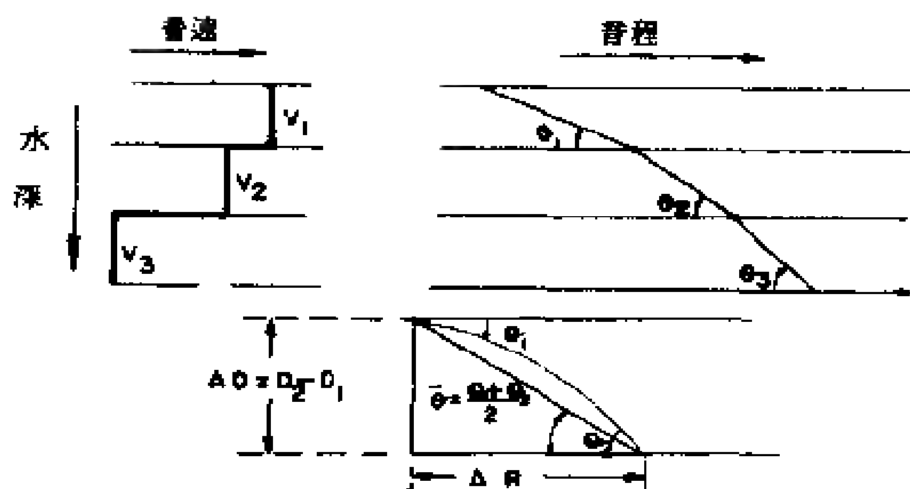


圖 6 - 7 (1)音波之折射關係。 (2)音程之計算。

由爆炸所發生之氣泡，可在水中反覆發生膨脹與收縮。此一作用，往往延續甚久。結果乃促致音波之衝擊作用。音波之每一衝擊（Poke），包含兩個波峯，其中P波乃直接波（即正波），亦係壓縮波，乃由爆炸點直接抵達受波器之波訊。R波（即負波）則爲稀疏波，乃經由海水面反射後，再抵達受波器之波訊。此項壓縮波與稀疏波抵達受波器之時間差△t，由6－8推演，可得公式如下：

$$\triangle t = \frac{2hd}{rc}$$

圖6－8中，E爲爆炸點音源，H爲收波器。EH表直接波經由之路徑，ERH爲反射波經由之路徑。兩者自E抵達H相差之時間有如上式。式中因音速（C）一定，距離亦往往係隨作業要求而已預先決定。故欲使兩波抵達之時間差作適當之調整，期能在受波器內獲得清晰而不混亂之聲震記錄。則可調整爆炸點或受波器設置之水深（d或h）。

實際上，音波之進行，不管其爲直達波或反射波，均已經折射作用之修正，致使情況變得頗爲複雜。如圖6－9所示。在上圖中有一極限音線，其直接與反射波即已顯示其重合的情形，而於其右上方成爲音波不再抵達之死角（Shadow）。在上圖中之B

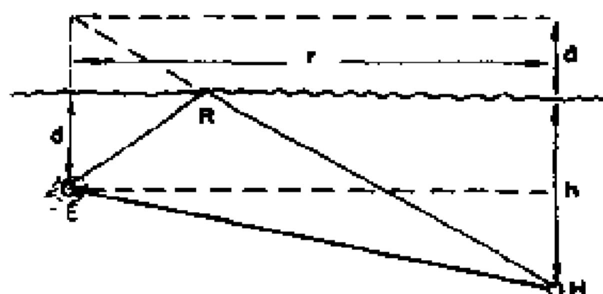


圖6－8　海面反射波之時間延遲。

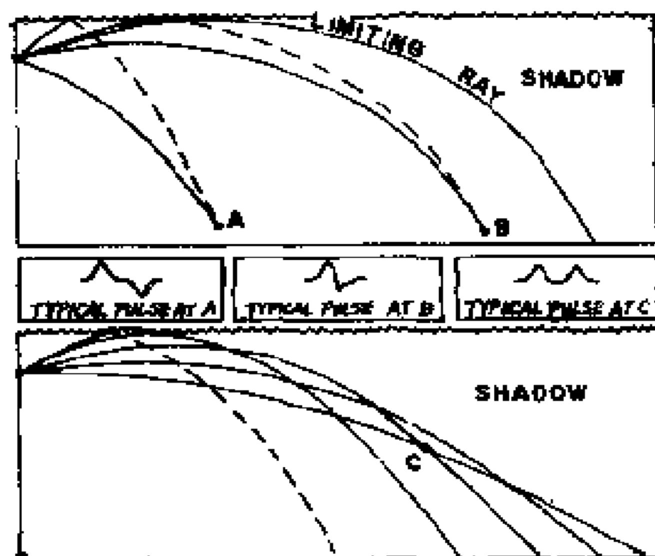


圖6－9　直達波與反射波之折射修正。

點，其反射波之抵達延遲時間，則趨近於零。在下圖中之C點，則顯示其為兩個直達波同時抵達之情形。

2 音波之海底反射

當音束向下折射，最後必抵達海底。音能乃在海底或為吸收，或為擴散。其留下之一部份，再向上方反射，謂之海底回音。回音向上反射時，仍有再次向下折射之趨勢。

在深海中，假若發射之音波為短促之脈動，則直達波與海底反射波兩者被收受之時間，必有一相當之間隙，而不致發生干擾，故可不予計及。但若應用長脈動之音波，則可能兩者在收受時，會發生重疊而致干擾之情形。

至於在淺海中，即使應用短脈動音波，亦必發生干擾之現象。

(五) 淺海中音波之傳播

淺海中音波之傳播，比在深海中要受更多因素之影響。故在研究實驗時，至為複雜而困難。茲將影響淺海傳播之各種因素列舉如下：

1. 海底地形之平坦情形
2. 水之深度
3. 海底底質之性質
4. 水溫梯度——包括在表層中與在深層中兩者。
5. 海面狀況

茲再就海底底質之性質，以及水溫梯度等對影響音能之平均變異之情形，說明如圖6—10所示。上圖中底質為沙，中圖為泥沙，下圖為岩石底質。△乃表示海面與水深150呎間之水溫差。如上圖中水深不足150呎者，則表示海面與海底間之水溫差。

三、海中音波之應用

(一) 檢波器

檢波器隨使用環境之不同，而有電磁石，磁束式等各種不同型式之設計。最常用之一種，則為壓電式(Piezoelectric)檢波器。其原理乃於兩相反之面上，以金屬片之電極，一極連地，他極連於熱游子管之柵極。當極片受壓，其擴大之輸出乃成比例改變。

檢波器為要適應廣泛範圍之各種音波頻率，其本身之震動頻率，即必須高於所觀測者之最高頻率。為達成此項要求，故極片之體積，乃不得大於最小之波長。另外要考慮者，即檢波器活動面之所有各部份，均應使其能適於相同之壓力。但通常在高頻時，頗難同時保持適當之靈敏度，故常在選擇

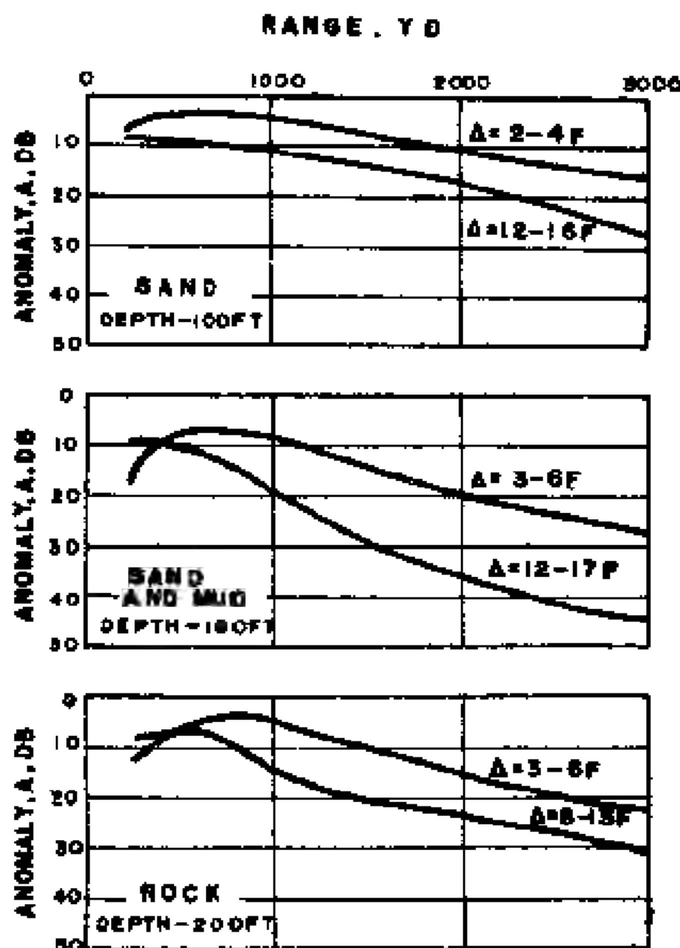


圖6-10 淺海中之音波傳播變異。

某一頻率時，需注意檢波器之校準。

(二) 頻率分析

波譜乃信號之一種重要特性。波譜可呈連續性，如水之雜音，動物或螺旋槳所發出之雜音等。亦可爲不連續性，如機器等所發送出之震盪等卽是。

欲在水中檢收某一特定頻率之音波，乃必須先行辨識各種雜音之音波頻率。故頻率分析之研究，乃水中音波之重要課題。

(三) 爆炸炸藥

爆炸炸葯，乃研究音波傳播之最佳音源。其原因不僅在其作業簡單，亦且因其爆炸音波之波譜，具有廣泛範圍之頻率。及可作長程傳播之故。

(四) 震盪發動器 (Vibration Generators)

爆炸炸葯之用於音波傳播之研究，乃因其簡單且可同時供給所有之頻率。但耗費昂貴，且每次爆炸之時間短暫，不能平均維持音波較長時間。故最

後研究，乃集中於少數頻率之發射。因而有壓電式、磁束式、電磁式等震盪發動器之問世。最普遍者如聲納（Sonar）發射器，其發射頻率範圍多在10至30kc/s 之間，現多應用於海軍艦艇及若干漁船之上。

（五） 音波發動器

音波之發射，最初所使用者爲炸葯爆炸，與震盪發動器。今則已有電花爆，空氣槍爆等之發展。其對發射之頻率，已可作寬帶短波等之控制 對發射之能量，亦可隨時安排。

（六） 回音測深與測距

回音測深儀，亦係一種聲納裝置。一部份乃定向發射器，其發射面垂直向下，可規則地發射短音波。另一部份則爲收波器，可在規則發射波之中間，接收從海底反射回來之音波。收波器並附以圖表記錄器，可自動記錄水之深淺，在圖紙上畫成一曲線。

音波測距（Sound Ranging），早在1930 年代卽已發展，後因電子定位系統如Shoran等之發展，而告沒落。惟最近又已積極發展。蓋若干海底之精確定位，實有賴海中音波之測距，作方位交會之測定

第四節 海中電磁波之傳播

一、海水之電磁性質

自一八七三年Maxwell發表有關海中電磁能之傳播理論後，迄今卽無重大之改變。Maxwell指出電磁波之傳播係呈週期性改變電場與磁場之型式而存在。其公式如下：

$$E=E_{o}\exp(iwt-rz)$$
$$H=H_{o}\exp(iwt-rz) \quad \cdots\cdots (1)$$

式中 r 乃傳播常數，係隨介質之電磁特性而定。介質之電磁物理特性，包括導電係數 σ，導磁係數 μ，及非電導常數 ϵ。並求得其關係式如下：

$$r=iw\sqrt{(\epsilon\mu-i\sigma\mu/w)} \quad \cdots\cdots (2)$$

通常不同之物質，各有其不同之電磁傳導性。茲將乾燥土壤，海水，以及銅三者之電磁傳導性列表如下，以供參考。

從表中可以看出，海水之導電性約大300倍於乾燥土壤。但與銅金屬相比，則微乎其微矣。非電導（電阻）常數 ϵ，僅絶緣體會求得其正確數値，對銅等良導體，則甚難求得。至於導磁係數，除鐵鐵物質外，其他各類物質

	σ(mhos / m)	ε (farads / m)
乾燥土壤	0·015	$10\epsilon_0$
海　　水	4	$78\epsilon_0$
銅金屬	5.8×10^{7}	
	$\epsilon_0 - 8.35\times10^{-12}$	

均甚相同。

二、海中電磁波之傳播

海中電磁波之傳播速度，與空中之傳播情形不同，通常係隨波之頻率及其在水中之消失情形而改變。下表所列，即爲其傳播速度變化之情形。

海水中電磁波之傳播		
頻　率	穿透距離（−40 dB）	速　度（m / s）
1 c / s	1160m	1·8×10[illegible]
100 c / s	116m	18×10[illegible]
1 mc / s	1m	2×10[illegible]
10^{4} mc / s	4mm	2·7×10[illegible]

從上表中可以看出，電磁波在海中之傳播速度，其頻率在 1 c / s 之長波時，幾與音波在海中之速度相等。至於電磁波能穿透海水之厚度，以長波最深，而短波則僅及於海水之表面。可說幾乎無法穿透。

三、海面對電磁波傳播之影響

由前可知，電磁波在海水中之消損情況，至爲嚴重，即使是低周波，要穿過100公尺以上的水深，亦不可能。但不管此一事實之存在，而與此發生矛盾之現象，亦經實驗而獲致。即假若以一水平之偶極，沉放於水內，並引發低周波，則將發現其可輻射一電磁場，其距離比上表所列者要遠得多。

此一顯然地似非而是的傳播，乃係由海面之影響而發生。在水下波源與收波器間，電磁波之傳播路徑，在介質中並非爲一直線，而係垂直於海面然後再水平沿界面前進。此種傳播之方式，如圖6－11所示，乃沉入海中之一天線所發出輻射之路徑，特別稱之爲〝表面波〞。其中值得注意者，即通過

海水傳導所形成之大部消散，僅發生於傳播路徑之垂直部份。

(一) 海面電磁波之反射

從空中所發出之電磁波輻射，幾乎在海面上全部發生反射。例如在微波以下（即少於 $10^{11}c/s$ ）之頻率，其反射係數Γ，即趨近於1。或在正入射時爲完全反射。至於其他角度之入射，則可能稍少。此等反射隨入射角而稍有不同之情形，其公式如下：

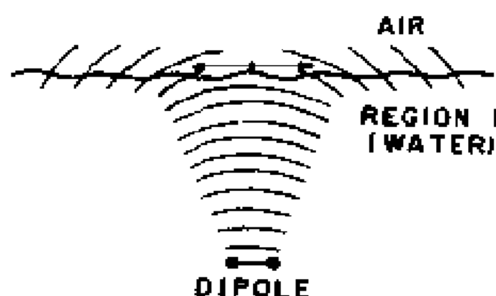


圖6-11 沉入海中之偶極所發射之"表面波"傳播情形。

$$\Gamma=(s-1)(s+1)$$

其中 $s=\sqrt{(\frac{w\epsilon}{2\sigma})}\frac{(1+i)}{\cos\Omega}$ （Ω乃從垂直起量之入射角）

從上式可以看出，海水之反射係數，乃隨其傳導係數而定。而傳導係數則隨溫度而變（鹽度之改變可略而不計）。通常傳導係數隨溫度改變之百分率，係如下式：

$$\frac{\Delta\sigma}{\sigma}\doteq\frac{0.19}{KT}\ \frac{\Delta T}{T}$$

(二) 海面之雷達反射

兩種型態之海浪，對極高頻率（雷達波）之反射擴散，負最主要之責任。第一種，乃最高幅度之重力波 (Gravity) 。因大部份之雷達波能，可集中於此等海浪中，從而成爲最有效之擴散者。第二種，則爲海面波浪之波長，恰好能與入射雷達波長，發生密切之調諧 (Resonance) 作用者。

四、海中電磁波傳播之應用

(一) 水中通訊

由於高頻率之電磁波，在水中無法穿透，故在海面以下作業之單位，如潛艇之活動等，其通訊所使用之波長，即應考慮其頻率範圍。若使用之頻率爲短波，則必需浮出於水面，方能爲力。

(二) 太空之用以測定海面水溫

因根據電磁波之反射係數，可測定海面之水溫。故在太空中衛星上或飛機上，即可裝以此類發射電磁波之儀器，而達成迅速測定海面水溫之目的。通常水溫改變1℃，乃可促致海水之導電係數改變2.4％。而反射係數改變

，亦為2.4％。

習題六

1. 試述水中光波之特性及其原因如何？
2. 試述水中消光性之測定方法有那些？
3. 海水之折光指數與溫鹽之關係如何？
4. 海水中一物標之目測深度為10 公尺，其實際深度如何？
5. 海中光波與海洋生物有何關係？
6. 何謂音波基準面？
7. 試述音源與人類聽覺之關係？
8. 試述海水溫度、鹽度與壓力等對音波傳播速度之影響如何？
9. 試述水中音波之擴散情形？
10. 欲使受波器獲得清晰之聲波記錄，應作何項考慮？
11. 淺海中影響音波傳播之因素有那些？
12. 試述電磁波在海中之傳播情形？
13. 試述海面對電磁波之反射情形？
14. 何以太空中之衛星可測定海面之水溫？

第七章　海洋水團

第一節　水團之特性

一、溫鹽圖解

海洋中之水團，有如氣象學中之氣團，有其相同之性質。故水團者，實乃具有同一性質之水體是也。形成水團之此種特性，通常卽海水之溫度、鹽度，以及隨此兩者而變之密度是也。但因不同溫度與鹽度之兩水體，亦可具有同一之密度。故通常密度乃不用以作爲水團特性之依據。

Helland-Hansen (1916) 所介紹之溫鹽圖解 (T-S diagram)，對水團之研究，頗爲便利。茲簡述如下：

圖 7－1 中左側所示，乃兩測站分別於其水柱內不同深度處之溫度與鹽度變化情形。右側所示，則係將該兩站之溫度與鹽度變化情形，以另一方式描繪之。卽根據左側某深度處溫度若干鹽度若干，於右圖中描記一點，其他各深度處之溫度與鹽度，亦可於右圖中描記類似之點。將此等點以線連結之，卽成溫鹽曲線。故結果每一測站之水柱內，可各得一溫鹽曲線。從 7－1 右圖中可以看出：第一站在水深 277及 461公尺處之溫度與鹽度，與另一站在 590及 790公尺水深處之溫度與鹽度，各別相同。此卽表示在不同位置之兩地，於不同深度處，具有相同性質之水體。因此，所謂溫鹽圖解法之意義，卽海面各測點水柱內，溫度與鹽度隨深度不同所生之變化，可以各別描繪一曲線以表示其特性。並由此等曲線，可獲得不同位置之不同水深處，具有相同性質（卽溫鹽變化相同）之水團者，謂之溫鹽圖解。

在大氣壓力下，因水之密度，卽 σ_t，係隨溫度與鹽度而定。故 σ_t 之等值曲線，乃可同時繪入溫鹽圖解中（如圖 7－1 右）。若所用比例夠大，則與溫鹽連合值之相當 σ_t 值，卽可確切讀出，若比例過小，如通常情形下者，則所得 σ_t 爲約值。

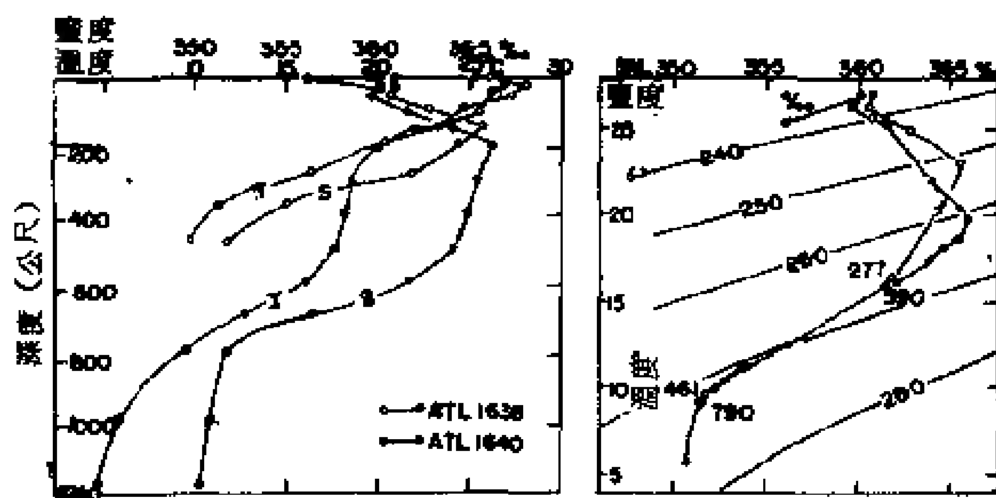


圖 7-1　左：兩測站不同水深處之溫度與鹽度。
右：溫鹽曲線。

通常由觀測所得溫鹽曲線與σ_t曲線兩者相應之斜面，可使吾人對水層之穩定情形，立刻獲得一概略之觀念。

每次海洋探測之後，海洋學家即常將海水之各種特性，分別繪成水平與垂直之分佈圖。從特性圖解上，即可發現同一水團，均具若干相同之性質。所繪之溫鹽圖解，通常具有下列各項用途：

(一)表示水團之範圍　因性質相同之水團，均具有相同之正常溫鹽曲線。並可指出其相同範圍之上限與下限水深。

(二)可發現不正確之觀測資料　當觀測記錄資料，如發現其位於正常溫鹽曲線範圍以外甚遠時，即顯示此項觀測記錄資料，定有錯誤存在。

(三)可補充短少之觀測資料　根據觀測之正常溫鹽曲線，可補捕缺少之觀測記錄。

(四)追踪水團之來源　同一性質之水團，來自何處，及止於何處，均可因觀測資料之增多，而發現其來龍去脈。

(五)發現混合作用之位置　兩不同水團之接界處，可因溫鹽曲線之改變位置而發現。

二、水團之形成

假若在某測站之水柱內，有兩不同之水樣，呈重疊存在（在上方者設爲溫度t_1鹽度s_1，下方者爲溫度t_2鹽度s_2）。其溫度與鹽度之垂直分佈，乃如圖 7－2 中之上方左邊之(A)線，爲兩直線段存在。而在溫鹽圖解中，則此兩水樣係以兩點表示。假若上方水樣之m_1部份，與下方水樣之m_2部份相混合，則

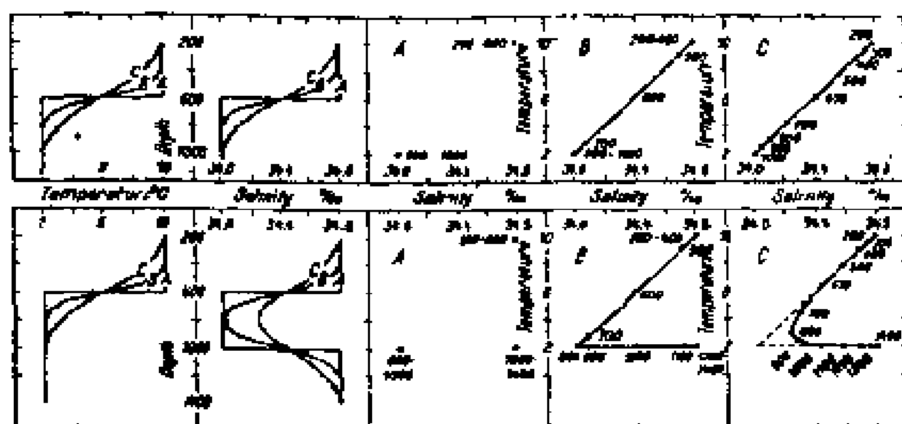


圖 7－2　水團之形成程序。

混合水之溫度 t 與鹽度 s ，可由下列公式求得：

$$t=(m_1t_1+m_2t_2)/(m_1+m_2)$$

$$s=(m_1s_1+m_2s_2)/(m_1+m_2)$$

在溫鹽圖解上，其混合部份之特性，係在連接兩點之直線上。此兩端點即爲原先尚未混合之水樣。直線上各點至兩端之距離，即表示其混合比值（Mixing Ratio）。圖 7－2 中上方之(B)與(C)，即爲溫鹽關係，逐步混合之情形。直線上點旁所註之數字，係表示水層公尺數。此種混合程序，以不受海面各項因素能直接影響溫鹽變化之水層爲限。

若有三種水樣相混合，則其混合情況較爲複雜。如圖 7－2 下圖所示，三種水樣，係以三點表示。在溫鹽圖解上，當混合開始後，其溫鹽特性，即落在連接此三點之兩直線上(B)。俟中間水團之核心，已完全混合後，則其溫鹽特性之直線，已變成平滑之曲線(C)。

如有更多之水團在一起混合，其溫鹽特性混合之程序，亦與上述相似。圖 7－3 所示，乃大西洋西邊自南緯 41°至北緯 39°間之五個測站之實際觀測資料。從溫鹽特性上可以看出，此乃四個不同特性之水團所混合之結果。其核心已完全混合。同時，根據水團水深之分佈情形，乃可追溯各種水團之來源。例如：圖 7－3 中有三種水團，即可容易辨認：一爲鹽度甚少之冷水團，依其來源之地區，稱爲亞南極中層水；一爲多鹽份之冷水團，稱之爲北大西洋深海水；另一則爲極冷之南極底層水。

三、溫度、鹽度、密度與水團之關係

由上所述，吾人可知海水的溫度、鹽度與密度等，乃構成海洋水團的要

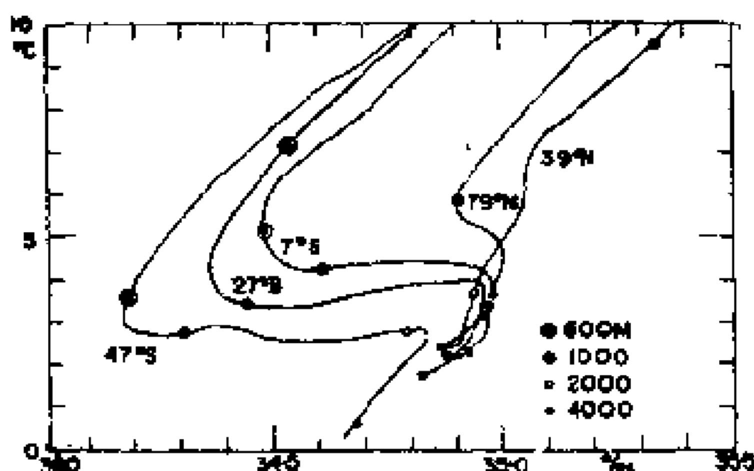


圖7-3　大西洋西邊五測站之實測溫鹽關係。

件。換言之，海水實乃由特性不同之水層所組合而成。海洋中各種特性不同之水團之分佈情形，也就視海洋中溫度、鹽度與密度等的分佈情形而定。

第二節　海洋溫度、鹽度與密度之分佈概況

一、溫度之分佈

(一)　表面溫度之分佈特徵

1. 表面溫度之最高值，大半在靠近赤道之北。

2. 南半球之表面溫度，通常略低於北半球。其原因可能由於流行風特性之差異，及受寒冷冰蓋之南極洲之影響之故。

3. 等溫線通常幾與緯度成平行，赤道區最高，高緯水溫變低。其一般分佈情形，可如圖7－4所示。圖邊所註之數字，乃表示各緯度處之平均水溫。圖內溫度變差線，乃表示在該區內之溫度，可能有高於或低於平均溫度之變差。

(二)　表面溫度之變化情形

1　日變差

(1)　平均日變差約爲0.2°至0.3°C。最低溫度發生在日出之前，最高溫度，發生在午後二至三時。

(2)　冬季日變差較小，夏季日變差較大。

(3)　晴天日變差較大，陰天日變差較小。

(4)　微風或無風天氣日變差較大，暴風天氣日變差較小。

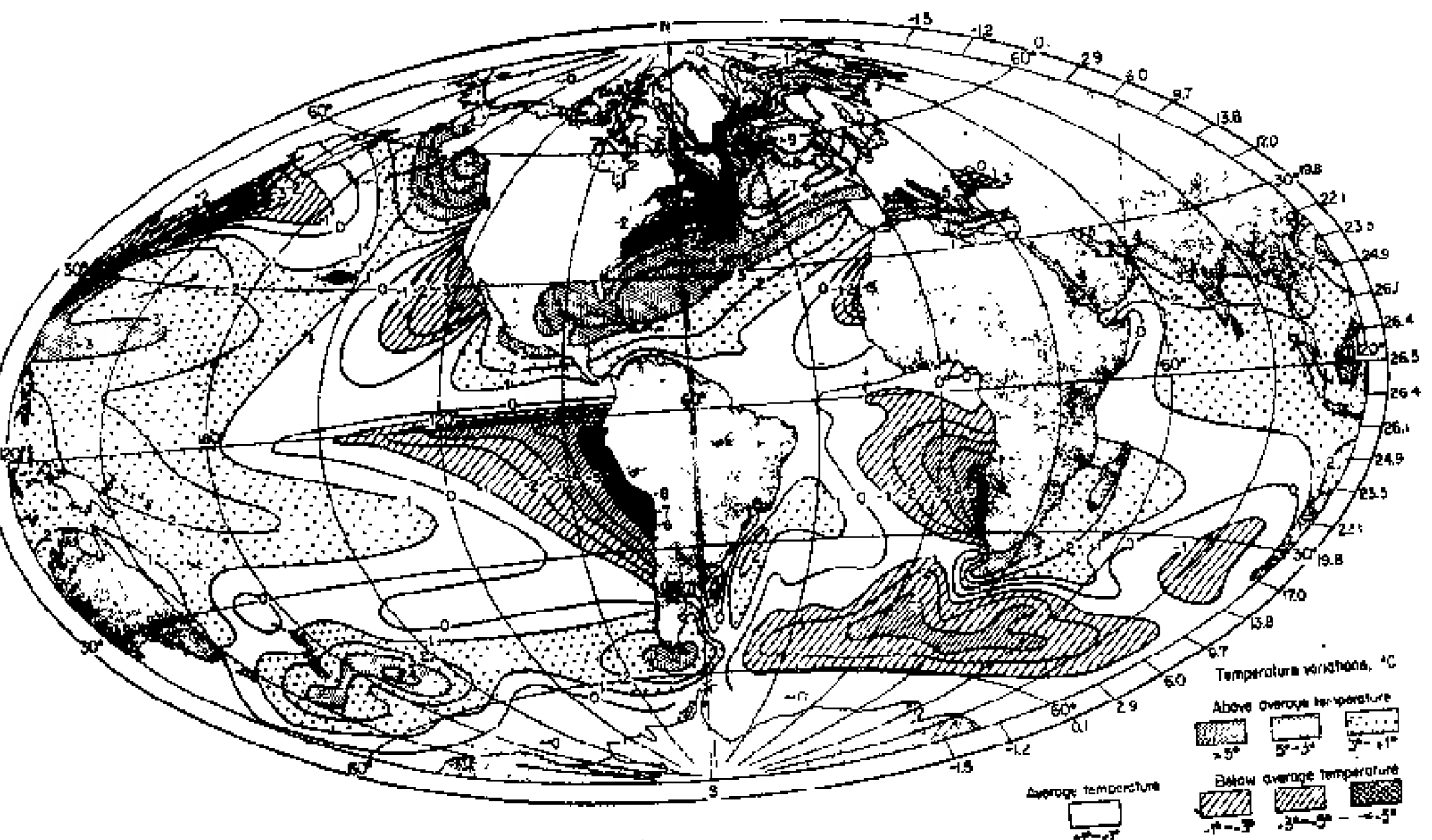


圖7-4　表面溫度分佈圖。邊緣數字，乃緯度每五度之平均溫度。

2　年變差

(1)　表面溫度發生年變差的原因，是由於各季節所受輻射熱的不同，以及隨海流的情況與盛行風等的地理因素而定。

(2)　在赤道與兩極處，年變差甚小，約少於2°C。緯度30°至40°之間，年變差最大，約爲7°C。惟北太平洋與北大西洋之西部則屬例外，因冬季受盛行風帶來之大陸性冷氣團之長期籠罩，使海面溫度降低甚多，故年變差可高達18°C。

(3)　在小型地中海或邊海中，長期受大陸氣候影響者，因水溫與氣溫變化互相呼應。如黑海，波羅的海，波斯灣等，其表面水溫年變差，常大於14°C。

(4)　各大洋中表面溫度之年變差，有如圖7－5所示，可得一概貌。

(三)　水溫之垂直分佈

海中垂直溫度變化之情形，隨其變化程度，通常分爲三大水層。第一層爲表層，指海面以下至100公尺左右。因海水受擾動之影響甚大，故水溫大致相同，因此又稱同溫層。此層溫度最高，略與海面氣溫相同。第二層爲斜

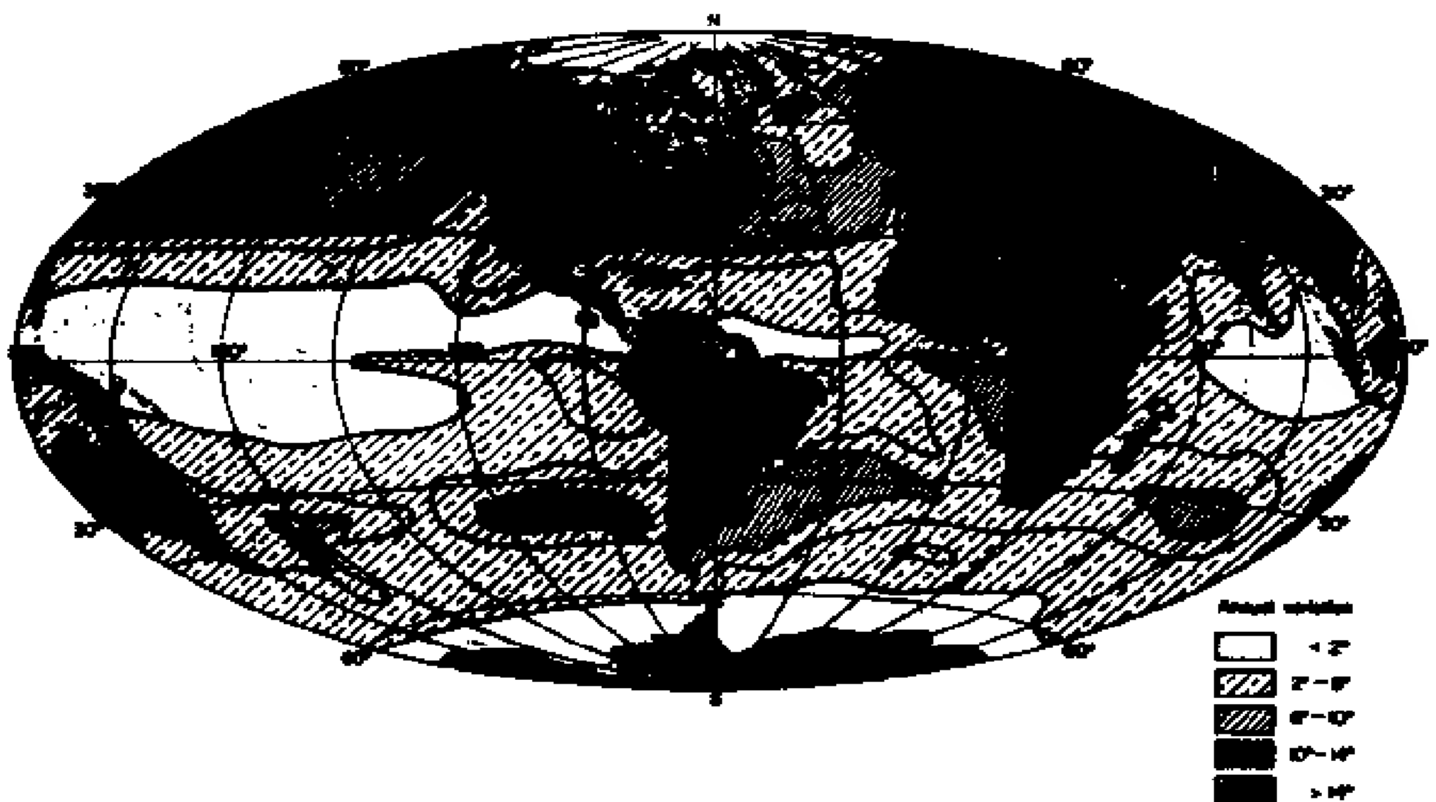


圖7－5　各大洋表面溫度年變差。

溫層或減溫層(Thermocline Layer)。此層之水溫，隨水深增加而減低甚劇。其深度通常自100公尺至1000 公尺範圍左右。自此層以下，溫度下降緩慢，稱爲深水層。靠近海底附近，不但已成恒溫狀態，且因受地熱之影響，可能尚有少許之逆溫存在。圖 7 — 6 即爲水溫之一般垂直分佈情形。

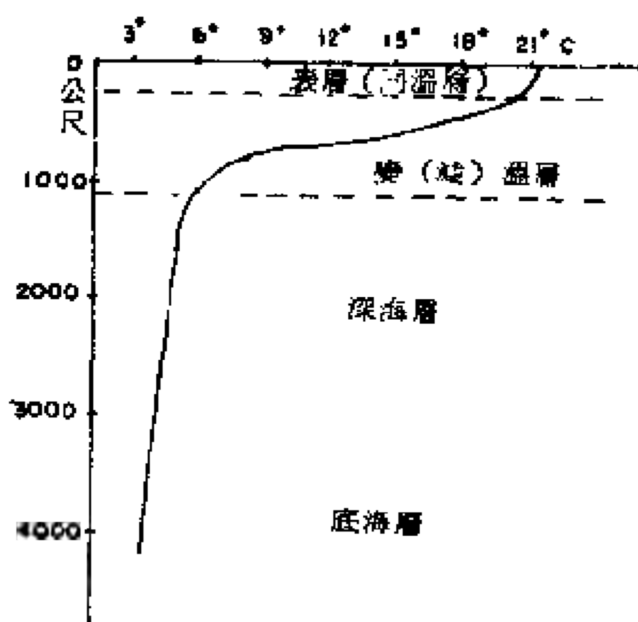


圖 7-6　水溫之一般垂直分佈。

二、鹽度之分佈

(一)　表面鹽度之分佈概況

1　鹽度之分佈特徵

(1)　近赤道處較小，約南北緯各 20° 處，達於最大，高緯處再行減小。

(2)　海洋之表面鹽度分佈約介於 33 ‰至 37 ‰ 之間。有河水注入或海冰融解之處，其鹽度甚低。蒸發過盛之洲際或州內地中海，其鹽度特高。如歐洲地中海爲 39‰，紅海爲 41 ‰。

(3)　各大洋之平均鹽度，以北大西洋之 35.5 ‰ 爲最大，南大西洋與南太平洋之 35.2 ‰ 次之，北太平洋之 34.2 ‰ 爲最小。

(4)　世界各海洋之鹽度分佈概況，可如圖 7 — 7 所示，圖邊所註數字，乃表示緯度每五度間之平均鹽度。圖內之鹽度變差，乃表示該區內之鹽度，可能有高於（或低於）平均鹽度之變化。

2　鹽度分佈改變情形

(1)　鹽度改變因素　因降水而鹽度減小，因蒸發而鹽度增加，因混合過程而鹽度改變。此種情形，得經驗公式如下：

$$S = S_0 + K(V - P)$$

V − P ＝蒸發與降水差。S_0 爲表面水標準鹽度值，平均爲 34.6 ‰。故通常得式爲：

$$S = 34.60 + 0.0175(V - P)$$

圖 7 − 8 所示，上圖中乃 80 °N 至 70 ° S 間每五度之蒸發與降水情形。下圖則爲蒸發降水差與平均鹽度之關係。在 40 °N 至 60 °S間，V − N 曲線幾與 S 曲線平行。

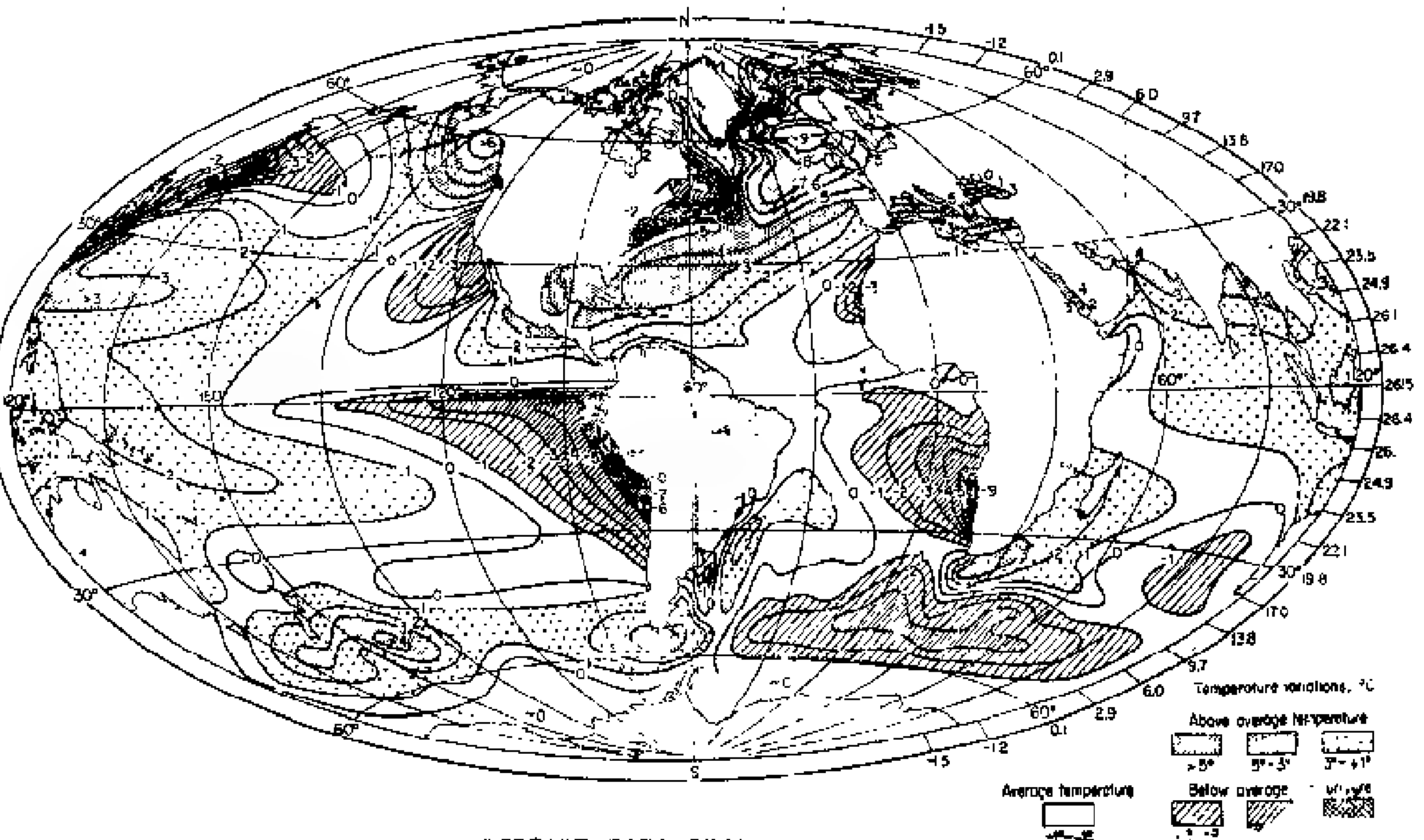


圖 7-4 海面溫度分佈圖。邊緣數字，乃緯度每五度之平均溫度。

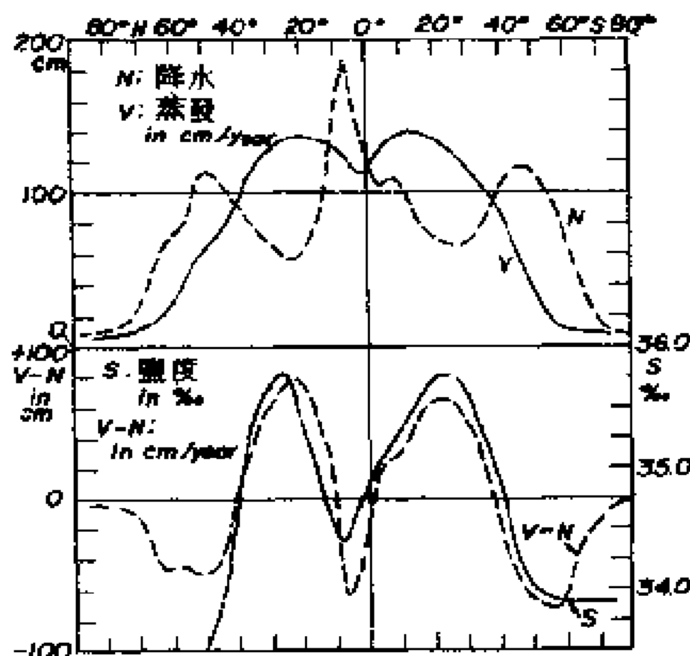


圖 7-8 蒸發降水差與鹽度之關係。

(2) 鹽度年變差 鹽度發生年變差的原因，亦係由於蒸發與降水的變化而來。通常在三月時，鹽度最高約為 36.7 ‰，十一月最低，約為 36.59‰。整體言之，春天比秋天略高。其變化情形，可如圖 7－9 所示。

(二) 鹽度之垂直分佈

大洋中鹽度之垂直分佈（如圖7－10），可簡略說明如下：

1. 在高緯處，表層鹽度均低，尤以太平洋之高緯處為然。然後隨深度逐漸增加。至2,000公尺以下，鹽度即甚均勻。

2. 在低緯和中緯處，表層鹽度頗高，然後隨深度增加而鹽度降低，在600至1,000公尺處，有一顯著之極小值。此後再逐漸增加。至2,000公尺以下，即呈均勻。

3. 熱帶地區之100公尺深處，接近變溫層(thermocline)之頂部，常有鹽度之極大值。

至於地中海以及邊海之鹽度垂直分佈情形，常成層存在。凡表層鹽度不變者，稱為等鹹層(Homohaline)。鹽度呈傾斜遞變者，稱為變鹹層(Salinocline)。

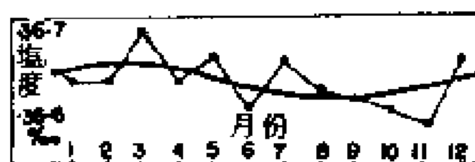


圖 7-9 北大西洋表面鹽度之年變化。

三、密度之分佈

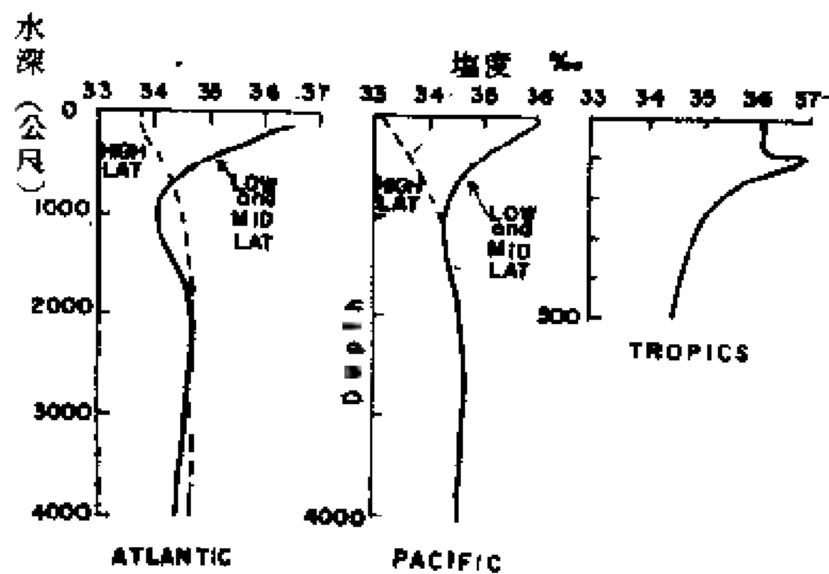


圖 7-10 鹽度之垂直分佈典型。

(一) 影響密度分佈之因素

1 **影響表面密度分佈者** 因輻射熱，超量之雨水，冰之融解水，以及因陸地而來之流水等之影響，可使密度降低。因冷却、蒸發、或冰之形成等影響，可使密度增加。

2 **影響密度之垂直分佈者** 表層水密度增加，乃引起垂直交流，導致底層最大密度水之堆積，於是，較大密度之底層水，乃擴及於鄰近底層水

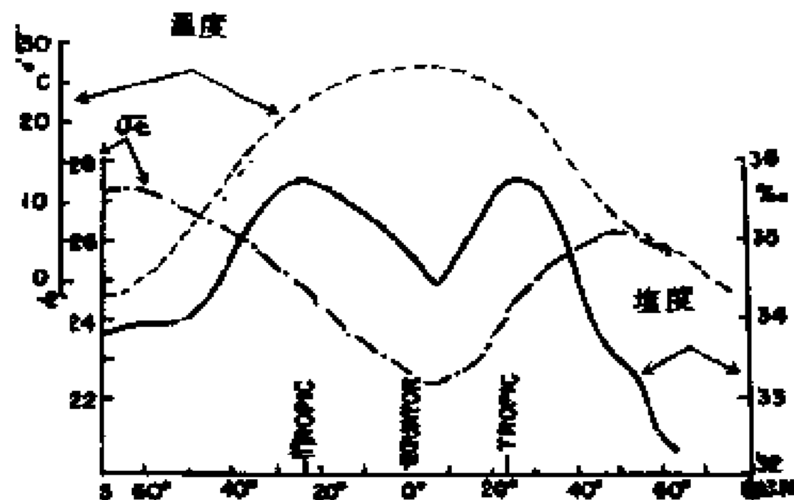


圖 7-11 表層海水之密度分佈。

域。底層水密度繼續增加，乃擴及於中間水層。

(二) 世界各海域密度分佈情況

1 水平分佈特徵，可如圖7－11所示：

(1) 在低緯或中緯處，因表面海水溫度甚高，即使過份蒸發，能促成鹽度之發生，但水之密度，仍維持甚低。

(2) 隔離海域中，蒸發強烈，中度冷却，即可導致海底水之形成。

(3) 在高緯處，多形成最大密度之水。

2 海水密度之垂直分佈

海水密度之典型垂直分佈，如圖7－12所示，並非完全隨深度而增大。在赤道與熱帶海域，表面層密度甚低而均勻。但隨即隨深度而急劇增大。此層與變溫層及變鹽層之深度大致吻合。常稱為密度躍變層 (Pycnocline)。係一異常穩定之水層。此層之下，縱有性質不同之水團相遇，亦難以改變其位置與深度。故此層實為水團混合之主要障礙。躍變層之下，海水密度，多隨深度而緩慢增大。

(三) 影響密度分佈之特殊情況

1 **聚匯流**——可使表水下沉，如南極聚滙流及亞熱帶與熱帶聚滙流即是。

2 **離散流**——可使底水上升，從而影響密度之垂直分佈。

第三節 海洋水團之分佈

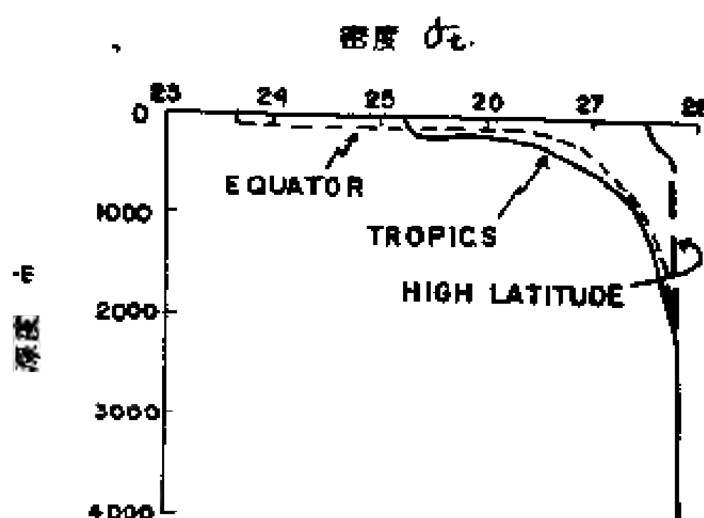


圖 7-12 密度之典型垂直分佈。

由於海洋中溫度鹽度與密度等之分佈，在水平與垂直面上均有不同，故在世界各海域，乃形成了無數不同之水團。茲就表層水團及深海水團兩部份（如圖7－13）分別說明如下：

一、表層水團

（一） 北大西洋中央水團

此水團覆蓋北大西洋之大部海域，但僅限於深度甚淺之水層。其溫鹽關係，在溫鹽圖解上，可以連接溫度爲 8°C 鹽度爲35.10‰與溫度爲19°C 鹽度爲36.7‰ 之兩點間之一直線表示之（如圖7－14）。此一擴展甚廣之水團，其特性溫度與鹽度等之形成，可能係與大氣接觸之結果。蓋水團中溫度與鹽度之垂直分佈，正如其在水平分佈中向北遞減一樣，有相似之情形。因此，此一水團之來源，認爲係當冬季冷却時，海水沿其密度面下沉，於是縱與橫之混合作用，乃隨之發生。

水團之厚度隨表層中海流之情形而定。通常在流向之右側較厚，而在流向之左側較薄。水團之最大厚度在 Sargasso 海附近，達900公尺左右。但絕大部份之厚度，均未超過200公尺者。

北大西洋中央水團之形成，是在北緯 30° 至 40° 之間，此區爲亞熱

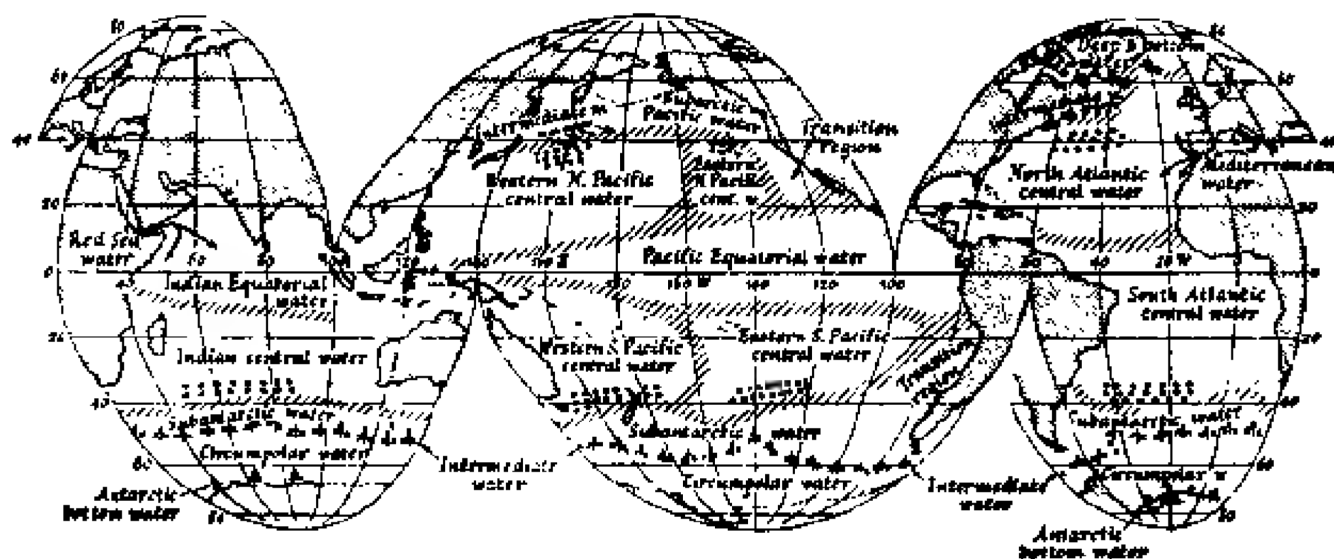


圖 7－13 表層水團及若干深海水團之源地分佈情形。側圖乃示中央水團之形成之區域，及北極與南極中層水團之形成區域。（採自A.M.King, 1969）

帶輻聚處，發現對海流有輻聚之趨勢。其表層水之密度，有向北迅速增加之勢。

(二) 南大西洋中央水團

此一水團亦覆蓋一廣大海域，一般說來，其溫鹽關係與北大西洋中央水團相似，但較冷且鹽度較低而已。其溫鹽曲線值，係自T 6 °C，S 34.5 ‰至T 18 °C，S 36 ‰。同時，此水團在南緯 30 ° 與 40 ° 之間，其溫度與鹽度之垂直與水平分佈，亦有相似之改變。蓋此區亦爲南亞熱帶輻聚處。海水在此處有輻聚下沉之勢。

此水團在南大西洋中，延伸抵達兩岸，向北則抵赤道。蓋熱赤道實係位於北緯 5° 處也。水團甚淺，其厚度甚少超過 500公尺者；同時其主要海流，亦係在此表層中發生。

(三) 北極海三大水團

北極海三大水團，乃北極表層水團，大西洋水團，以及北極深海水團。表層水之主要特性，乃其鹽度特低，尤以在 Siberian 大河出口處爲然；至 Spitzbergen 之北方，則達32 至 33 ‰。在北西北利亞大陸棚上，五月間之鹽度達於最大，爲 30.7 ‰，當夏季海冰繼續融解，乃在較大鹽度海水之上層，幾乎覆蓋一寒冷之淡水。此寒冷之淡水，即在大西洋水團起源之頂部。後者之鹽度爲 35.1 ‰，溫度爲3 °至4 °C，發現係位於 75 至 400公尺之水深處。

(四) 亞南極水團

在南大西洋亞熱帶輻聚區之南，發現有一亞南極表層水團。係位於此一輻聚區與約在南緯 52 °至 53 ° 處之輻聚區之間。此水團鹽度頗低，其形成似乎係經由混合與垂直之對流，且與北邊之中央水團及南邊之繞極水團，有

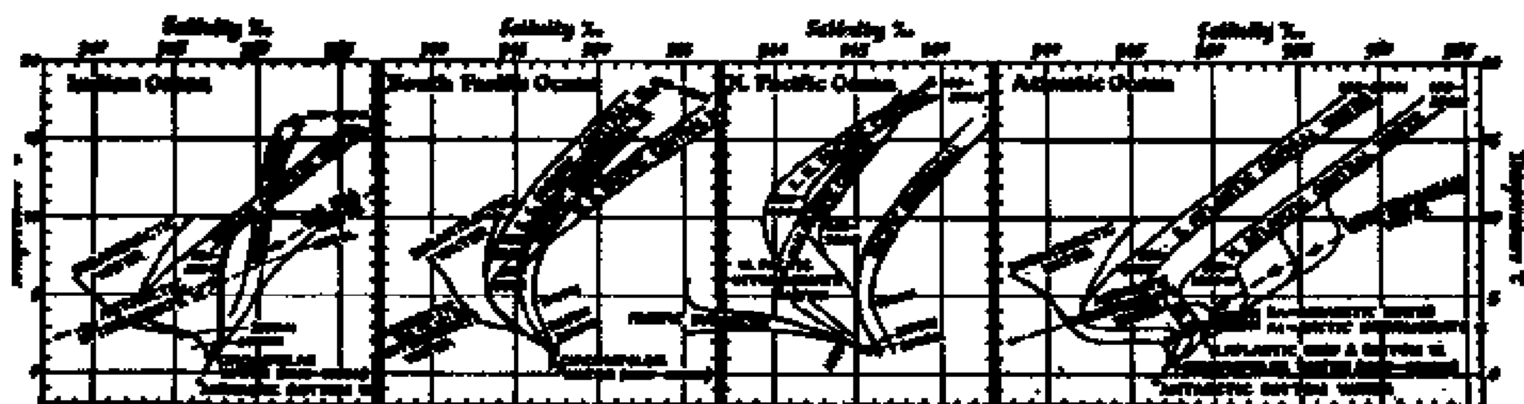


圖 7-14 主要水團溫鹽關係特性。

過渡之作用。在環繞南極洲之全部海洋中，可追蹤發現其均具與此相似之特性。

(五) 北太平洋中之亞北極水團

其平均溫度在北緯 50°處約 2～至 4°C，表層鹽度甚低，約 32‰，至水深數百公尺處，鹽度增至 34‰。其踪跡係東向達於California 海岸，由於大量之蒸發與加熱，乃使鹽度與溫度升高，而形成一過渡之水團。

(六) 太平洋中央水團

太平洋中央水團，又形成東西兩大型態。其中位於西方者延伸範圍較大。每一型態各別與大西洋之相對部份頗爲相似，唯鹽度較低而已。凡溫度爲16°C之各不同水團，其鹽度之變化情形如下：

北大西洋	36.12‰	南大西洋	35.64‰
西北太平洋	34.67‰	西南大西洋	35.55‰
東北太平洋	34.62‰	東南大西洋	35.08‰
		印度洋	35.62‰

由上可以看出，各中央水團之鹽度，當以北太平洋中者最低。

(七) 太平洋赤道水團及南太平洋各水團

太平洋與大西洋不同者，乃有一廣闊之赤道水團。此水團在大洋東部佔據北緯 20°至南緯 20°之廣泛水域，而呈一寬形舌尖，指向西方。在新幾內亞外海赤道之北，則僅及一或兩度之寬度。水團之溫鹽特性，自T 15°C，S 35.15‰至T 8°C，S 34.6‰，幾乎成一直線。在深度 800公尺處，溫度約爲 5.5°C。赤道流即發生於此水團之上。

南太平洋中央水團，位於赤道水團之南，亦可分爲東西兩部份。兩者範圍略約相等。位於西方者，實際上與印度洋中央水團相同，其溫鹽關係，自T 15°C，S 35.5‰至T 8°C，S 34.6‰，亦成一直線存在。東方者溫度在 10°至 18°C之間，鹽度比西方者要低約 0.5‰。此等中央水團與在大西洋者相同，卽同係在亞熱帶輻聚區所形成。

南太平洋中央水團之南，乃廣闊之亞南極水團。此水團與在大西洋及印度洋中之相似帶連續之，向南至40°S，其表層鹽度爲 34.2‰至 34.4‰。溫度則在 4°至 8°C 之間。像相對之北方水團一樣，有沿南美向赤道延伸之勢。其溫度與鹽度由於加熱及過度蒸發而有增加。此種過渡之型態，約達南緯 20° 之稍北方止。

沿此水團向西追踪，卽達於印度洋，並發現其位於 40°S 至 50°S 介於亞熱帶與亞南極輻聚區之間，其性質完全相似。

（八） 印度洋中央水團

一般說來，水之特性甚爲均一。然此水團之南界，在接近輻聚處，其表面改變甚爲迅速。其形成即在此輻聚處發生，因其特性之垂直分佈，達水深800公尺處，與在輻聚處之水平改變相似。

（九） 印度洋赤道水團

水之溫鹽特性，自T4°C，S34.9‰至T17°C，S35.25‰。幾乎成直線存在。印度洋赤道水團與中央水團相比，前者表面水溫較高。在北印度洋中，由於高鹽度之紅海水之注入，因此乃具有高溫與高鹽即T21.5°至22°C，S40.5至41‰之特性，其深度達750公尺。

（十） 南極表層水團

此水團發現在南極輻聚區與南極大陸之間。乃位於一鹽度與水溫均較高水層上方之冷水層。此一表層水甚淺，有向北移之勢，其下方較暖之水層，則係向南移動。在東太平洋區，雖其深度下達150公尺之多；但在大西洋及印度洋中，介於東西兩表面流間之輻散區，則僅深約60公尺至80公尺。但在向輻聚與向大陸處，則深度增加，即向北可達300公尺之深度，向南則達400公尺。冬季時，此水層性質均勻，靠南溫度在－1.8°至－1.9°C之間，向北則上升至1°C與0°C。夏季時，表層水溫在北方，最高可達3.5°C。鹽度在冬季最大，靠南方之變化情形，約自34至34.5‰；夏天則可能少於33‰。故此一水層之特性，實乃隨季節變化最大者。

（十一） 繞極水團

此水團發現係位於環繞南極大陸之高緯帶。即在52°至53°S處之南極輻聚區至南極大陸岸線之間，並在表面以下甚淺水深處。此水團在500至600公尺深度處，有一最大溫度存在。正常溫度約在0.5°C以上。鹽度約高於34.7‰。其鹽度改變最大處，約在深度700至1,300公尺。水團環繞南冰洋均甚均勻，其深度亦甚相似。溫度與鹽度向下方緩慢降低。在800公尺以下，溫度甚少超過0°至2°C，鹽度差約在0.1‰以內。

此一水團爲唯一之非沉降作用所形成之水團，而係由於下方之混合，並隨後上升者。

二、深海水團

深海水團又可分爲中層水團與深海海底水團等兩類。前者密度不及後者，故僅沉於海洋之中間水深處。然此兩者均係形成於各海洋之高緯處。茲概略綜合說明如下：

(一) 南冰洋中層水團

此水團之形成，係在南極輻聚區或其稍北處。該區位於南緯 50°，其表面水溫變化在冬季約自1°至3°C，在夏季約自4°至6°C。輻聚區完全處於西風帶，其深海暖水多向南上升至表面，而輕且冷之南極表面水，則呈向北之下沉。此水團之溫度在2.2°至7°C之間，鹽度甚低約爲 34.1 至 34.6‰。其密度 σ_t = 27。當其下沉並向北擴展時，乃可因其具有低鹽度之特性，而予以追踪。通常在南大西洋中，可發現其位於中央水團之下約800公尺水深處。

此水團之另一特色，乃含有高度之氧氣。

(二) 北大西洋中層水團

此水團分佈範圍甚小。其鹽度約爲34.88‰，溫度爲3.5°C。

(三) 太平洋中層水團

此水團之形成約在北緯 40° 處，並位於北太平洋中央水團之下方，其鹽度最小。在太平洋西北方，發現其位於600至800公尺之深度。但在靠近東太平洋之赤道附近，則其分成兩層，一在200公尺處，另一在900公尺處。此水團之含氧值，一般均低。

(四) 地中海水團

地中海可以分爲四大海盆地，每一海盆地，各有其深海水之特性。可從下表看出：

海盆地		溫度(°C)	鹽度(‰)
西部	Algiers-Provencal	13.00	38.39
	Tyrrhenian	13.10	38.44
東部	Ionian	13.57	38.65
	Lerantine	13.62	38.66

除深海水團外，亦有其表面水團，中層水團及過渡水團等之別。通常在有深海水團形成之處，卽缺少中層水團；但當其鹽度最大，且含有東部表層水，並在一向內流之大西洋較淡水團之下方，向西流動時，卽有中層水團之形成。東部海盆地之高鹽度，乃因該處之蒸發作用，遠超過流水之注入及降水等而達於最大。且不管其溫度甚高，仍能使其發生下沉之作用。過渡層出現於600公尺至1,500公尺深度處，成爲連接中層水與深海水之橋樑。此層之溫度降低比鹽度要遠爲迅速。

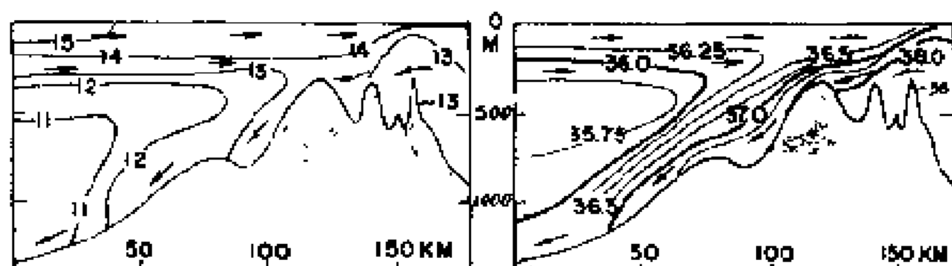


圖 7-15　因溫度與鹽度之不同，海水進出直布羅陀海峽時之情形。

地中海北部深海水之形成，乃由於該處寒冷之冬季季風所致。蓋冷風可使表面溫度降低，使水之密度加大，從而促其下沉以達於深海。但此可能僅係發生於極端寒冷之冬季。

地中海之海水，由於其氧氣之含量，及通過直布羅陀海峽進出之水量統計，發現平均在七十五年之內，即可全部將其積水換新一次。流過直布羅陀海峽之情形，因溫度與鹽度之分佈不同，有如圖 7 -15 所示。其流量約爲每秒 1,750,000 立方公尺。

由於此等大量高鹽度之地中海海水之注入北大西洋，於是乃在北大西洋之深海水中，佔據了甚大之份量，據估計，其比例約在三分之一至十分之一之間。

(五)　北大西洋深海與海底水團

此一水團之形成，乃在北大西洋南格陵蘭 Farewell 角之兩側。因在該處由北大西洋海流所帶來之暖鹽水，恰好與由北來之北極海流及Labrador寒流相遇，在其表面混合並於冬季冷却後，即因密度之增加而下沉，最後可降至 1,000 公尺以上之深度。其密度σ_t值達 27.88，比地中海之最大密度尤有過之。其溫度約在2.8°至 3.3° C，鹽度則在 34.9 至 34.96 ‰之間。

在北太平洋之相對位置，則無此等深海水團之形成，蓋因白令海峽太窄，北極海之水團經由其間流抵北太平洋者，實遠比在北大西洋者要少之故。

北大西洋深海水團形成之速度，據估計約爲每秒一千萬立方公尺(Wyrtki)。若干海洋學家均同意，北極水與地中海水，實爲構成整個海洋之深海水團之來源。然此等深海水形成之速率，乃係一平均數，蓋其形成，實際僅限於冬季而已。

北大西洋深海水團之來源，亦發現其進入北極海之深海盆地。即曾跨過大西洋與挪威海以及北極海中間之海檻(sill)。雖然無法證明其形成之情形，但因北極海與挪威海深海水頗爲相似，其溫度爲 −0.85 °C，鹽度爲

34.93‰，故認爲可能係從北大西洋經由挪威海而進入北極海也。

(六) 太平洋深海水團

在北太平洋無深海水團形成之泉源。故可能係來自甚遠之距離處。因此，其所含氧氣亦低。在南太平洋中，其深海水之鹽度，有一緩慢之增加。在2,500至3,000公尺處，則保持一常數。相似之恆鹽區在北太平洋中，發現係位於1,000公尺以下水深處。北太平洋中之氧氣，亦比南太平洋中之較深層要低。由此等情形判定，北太平洋之深海水團，應係來自遙遠之北大西洋、地中海，或南極海域。

(七) 南冰洋海底水團

在所有水團中，以此一水團之密度最大。其形成地區，主要係在南極大陸外之 Weddell 海域。表面之冷水，當其結冰後，密度乃更爲增加下沉。其形成乃由繞極水與陸棚水各半所混合。後者之溫度爲－1.9°C，鹽度爲34.62‰；前者之溫度爲0.5°C，鹽度爲34.68‰。形成後之水團，在水深4,000公尺處，其溫度爲－0.4°C，鹽度爲34.66‰，其密度則爲σ_t27.86。陸棚水沿陸坡下沉，密度較高爲σ_t27.89，但當其與繞極水混合，其密度乃稍降，約爲σ_t27.84。

由海水結冰而增加鹽度，乃此一水團形成之主要過程。大部係發生於30°W與30°E之間之 Weddell 海，小部份則在印度洋之靠南極部份。至於在南極之向太平洋部份，則無任何跡象可尋。在 Weddell 海所形成之底海水總量，據 Stommel 統計約爲每秒24萬立方公尺，Wyrtki(1961) 統計約爲每秒一千萬立方公尺。

第四節 海洋水團之應用

一、水團溫度之效用

(一) 水團溫度對氣候的調節

海洋表面所吸收之輻射熱，經由海水之傳導與擾動等作用，可儲存大量之熱量。此等熱量，不僅可由蒸發與傳導等作用，傳至海面上空，而調節空氣之溫度。更因水團之形成，海流亦隨之而生，此等海流，又可改變各所經海域之水溫，從而影響世界氣溫之調節。

(二) 水團溫度特性對海洋生物資源之開發

1　**水產動物之適溫區分**

(1)　暖水性——適溫高，如吳郭魚及各種熱帶魚。

(2)　冷水性——適溫低，如鮭魚、鱒魚等。

(3)　溫水性——適溫中等者，如鯉魚、鰱魚等。

2　**水產動物之適溫程度**

(1)　適溫程度——通常水產動物，可敏感0.03°至0.01 °C之溫度差。

(2)　適溫反應特點——一般水產動物，對溫度之抵抗力薄弱，故常隨溫度變化，而起季節性之迴游。

3　**水產植物與水溫之關係**

生物在生活時，其細胞需經常攝取食物，或供作能之來源，或生長新的體質。此種生命現象之演進，無論從無機轉爲有機，或由有機轉變爲有生命之體質，均靠「酶」作用 (Enzyme) 來控制。酶之發生作用之溫度極限，在0 °C以下，及55 °C以上，均失效用，中値最爲活潑。因此，水團溫度之分佈情形，卽可控制此等基本之水產植物生存原理。除此以外，藻類受環境之支配，最爲銳敏。如紅藻類，最適高水溫。褐藻類，則適低水溫。

4　**珊瑚生物，多生存於水溫20℃以上之海域。**

(三)　水溫資料之應用於水中音波傳播

1.　水溫與音波　水溫爲 32 °F（鹽度35‰），音速爲4742.40呎/秒。水溫由32 °F，增至33 °F，音速每秒增7.2呎，水溫繼續上升，音速增率遞減。到77 °F時，音速增率爲4.4呎/秒。

2.　海中音波之應用　海道測量中，利用海洋表層同溫層，可測定海面浮標間之距離。音震地質測量時，由於水團溫度之影響音波傳播，故需藉以決定爆炸點與收波器之設置深度，以及兩者間之距離。在海軍中；常利用海水同溫層，決定聲納對潛艇之作戰。

二、水團鹽度之效用

(一)　食鹽之提煉

海水之鹽含量，爲每一立方浬海水含 1,800 萬噸鈉、鉀、鈣及磷的鹽類。溶解海水中之氯化鈉（食鹽），據估計，可造一非洲大陸。至於提煉食鹽的方法，有太陽暴晒法，及機械蒸乾法等兩種。

(二)　水團鹽度對海洋生物之影響

1　**水產動物對鹽度的適應性**　有狹鹽性與廣鹽性兩類。狹鹽性者，如遠洋中的鰹、鮪等祇生活於一定鹽度之水團中。廣鹽性者，如鮎魚魚苗，

鮭鱒魚苗，從淡水游入海洋生長，鮭鱒到產卵期，再回到淡水河上游產卵即是。廣鹽性魚族，容易接受人工養殖，如鮭、鱒、鮎、鰻、虱目魚、草蝦、蟳、牡蠣等是。水團之鹽度垂直分佈，有呈變鹽層之情形，且與溫度之變溫層，出現於同一之深度時，則因上下兩層之密度，必相差甚為懸殊，即上層之密度小，下層之密度大，以致浮游生物之屍體，沉降至較密之水層時，即成為懸浮狀態。而上層游泳之鯖鰹等魚類，雖受外敵之侵襲，或被魚網所包圍時，亦不易突破此變溫與變鹽層，而向下逃逸。故通常此類變鹽與變溫層，乃可決定某種巾著網漁業之是否成功。

2　水產植物對鹽度之適應性

(1)　海藻適於鹼性，不適於酸性，故多生長於外海。

(2)　生長於淺水上層之植物，適鹽性廣，故地理分佈較廣。

(3)　鹽度可影響海藻生長之形態。

習題七

1. 何謂溫鹽圖解？其用途如何？
2. 試述水團混合之情形如何？
3. 試述各大洋表面溫度情形？
4. 試述海洋中水溫之一般垂直分佈情形，並繪圖說明之。
5. 試述海洋鹽度之分佈特徵？
6. 試述鹽度改變的因素如何？
7. 試述海洋一般鹽度的垂直分佈情形？
8. 試述影響密度分佈的因素如何？
9. 試述海洋之表層水團有那些？
10. 試述海洋之深海水團有那些？
11. 水團溫度特性對海洋資源之開發，其影響如何？
12. 水團鹽度特性對海洋生物的影響如何？

第八章　海洋熱量與氣象

第一節　海洋熱量

一、地球整體之熱儲量

就地球整體而言，在一年中，於大氣範圍內，從太陽所接受之輻射熱總量，必恰巧與同時期內由反射及返輻射於空間所消失之熱總量成均衡。否則，大氣與海洋之溫度，將為之改變。從太陽之輻射，因其抵達地球大氣範圍之波長，係約在 0.38 μ 及 2.5 μ 之間（波長係以百萬分之一公尺為單位，稱為 μ ），故稱之為短波輻射。而由所有各物體在尋常溫度所放射之黑體輻射，其波長在 5 μ 與 20 μ 之間，乃稱之為長波輻射。經反射之短波輻射部份，對地球之熱儲量，並不重要。因此，被大氣，海洋，及陸地所吸收之短波輻射總量，必與從地球整個範圍內，射入空間之長波，恰成均衡。

在低緯處，由輻射所吸收之熱，比由返輻射及反射所消失之熱要大。而在高緯處，則所得比消失要少。下表所列，乃不同緯度處，輻射及反射過程中，所接受及消失熱之值。第三欄，為接受與消失之差，表示在赤道區域一週年之熱量淨得，及在兩極區域內一週年之淨失。地球上不同緯度處之平均每年溫度，各年保留不變。因此，顯示在大氣與海洋中必有一種從低緯至高緯之熱之輸送。此項輸送，恰巧等於由輻射所接受及消失之熱之差。從赤道開始，以任意兩平行緯度間之差，乘以此平行緯度間地球表面面積，并統計之，即可求得從赤道每一緯度流向兩極之熱之總量。其中部份此值，列於表中第四欄，即屬於每秒 10^{9} g.cal 之行列。以平行線間之長度除以該數字，即得表中第五欄之總量。此量乃表示通過緯度平行線每公分之平均熱流。此即每秒每公分 10^{7}g.cal 之行列。

地球整體熱量，由低緯至高緯之熱輸送

緯度 (°)	接受熱 (g.cal/cm²/min)	消失熱 (g.cal/cm²/min)	盈或缺 (g.cal/cm²/min)	通過緯度平行線之熱輸送 (10[illegible]g.cal/min)	通過緯度平行線每公分之熱輸送 (10[illegible]g.cal/cm²/min)
0	0.339	0.300	0.039	0.00	0.00
30	0.297	0.283	0.014	3.58	1.07
60	0.193	0.245	-0.052	2.40	1.20
90	0.140	0.220	-0.080	0.00	0.00

從低緯至高緯，熱之輸送，部份係由於氣流（風），部份係由於洋流。在氣象學中，通常係假定洋流之輸送，可略而不計。當論及整個地球之平均熱量，該假設頗爲正確。但在某些地域，則洋流之輸送，頗爲重要。

二、海洋熱儲量

以上所述，係應用於由大氣與海洋所組成之整個系統。但對海洋單獨而言，則情況完全不同。平均言之，海洋之熱量；熱之所得，必恰等於熱之消失。此通常係就整個海洋而言，並以公式表示如下：

$$Q_s - Q_b - Q_h - Q_e = 0$$

其中 Q_s 爲接受輻射熱，Q_b 爲海面返輻射，Q_h 爲海面至大氣之對流傳熱，Q_e 爲蒸發所損失之熱。

在北緯 70° 與南緯 70° 之間，所有海洋表面上之平均總熱量（單位 gcal/cm²/min），依據Mosby氏計算得：

$$Q_s = 0.221 \qquad Q_b = 0.090$$
$$Q_h = 0.013$$
$$Q_e = 0.118$$
$$總量 = 0.222 \qquad = 0.221$$

由上可知，有關熱所牽連的過程，並非限於輻射。因此，若涉及一特別海域，則由洋流或由其他作用所帶給該區之熱之進入或輸出，應予計入。是故當甚短時間間隙內，某一熱量，乃可用以改變水之溫度。故在一定時間內，海洋任意部份，熱之均衡完整公式應爲：

$$Q_\theta = Q_s - Q_b - Q_h - Q_e + Q_v + Q_t$$

式中Q_t 表示海洋進出熱量之總數量。如係正值，則表示海面或某一部份海面，甚至某一水團，因熱量交換而獲得熱量，其結果是該處之水溫上升。反之，則為負值。如Q_t 為零，則表示該處係在熱量平衡狀態下，其水溫既不上升，亦不下降。

Q_T 代表由洋流，垂直對流與混合作用等所帶給或帶出該區之熱淨量。該值就整個海洋而言為零；若就區域性而言，則為正為負或為零，其值不定。

Q_v 表示為局部各種作用，所改變海水溫度之熱量。通常係包括下列各項：一、由地球內部傳入海洋之熱量，二、由動能所產生之熱量，三、由生物與化學作用所獲得之熱量，四、由大氣直接傳導至海洋之微熱，五、由水氣凝結所產生之熱量。

根據最近各學者所發表之結果，世界海洋熱量之分配情形，可如圖 8–1 所示。設進入大氣層頂端之太陽輻射為700卡/平方公分/日，其中穿透到海面之Q_s 為295卡/平方公分/日，並以此數為百分之百，作為熱量分配之單位。海面返輻射 Q_b 為百分之四十二，由海面直接傳至大氣所損失熱量Q_h 為百分之七。由蒸發所損失之熱量Q_e則為百分之五十一。並由圖中可以看出，世界海洋之熱量，除來自輻射以外，其他作用所產生之熱量，就整個海洋而言，均可略而不計。

值得吾人注意者，即Q_s 在高緯之季節變化很大，低緯較小。Q_e 與Q_b

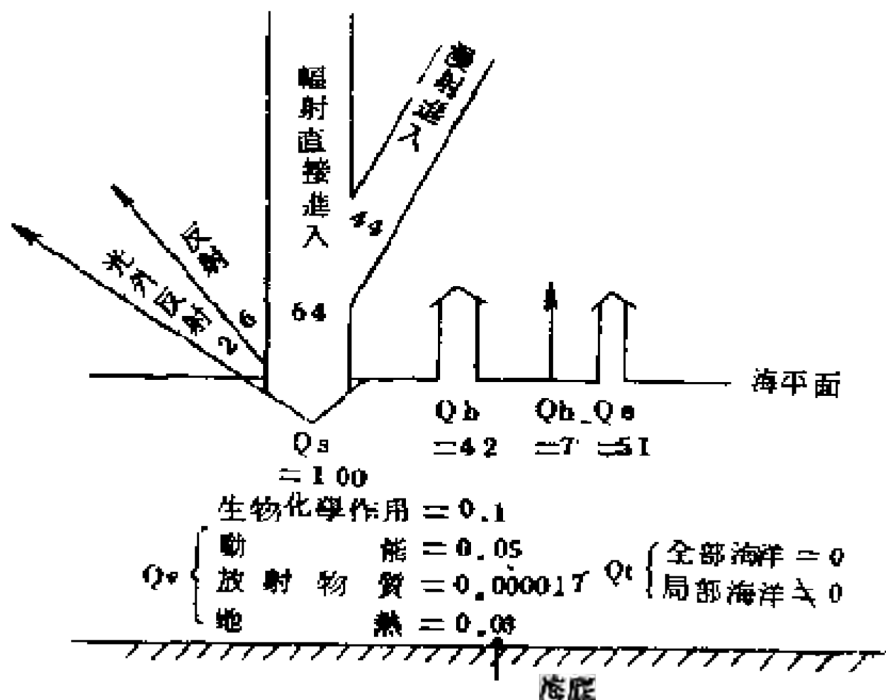


圖 8-1 世界海洋熱量分配

均隨位置與季節而變化。有時爲正，有時可能爲負。而Q_{s}則不隨時間與位置而有所改變。有關此等熱之交換作用，將於下節分別討論之。

第二節　熱之交換

一、太陽與空間之輻射

(一)　大氣中之輻射熱

從太陽而來之入射能，當其通過大氣，部份由於水蒸氣，及空氣中之二氧化碳之吸收，部份經過空氣分子或微塵之發散，乃因而減少。在大氣中吸收與發散之總效果，隨太陽光線所通過之空氣團之厚度而定。其公式如下：

$$I = S_{0}^{\ -Ta_{m}m}$$

I 表示抵達垂直於太陽光線之表面之能，單位爲 $gcal/cm^{2}/min$ ；m 表示氣團之相對厚度，當壓力爲 760 mm ，太陽在天頂時，其值爲 1 ，太陽在水平面上 30 °時（ $\sin 30° = \frac{1}{2}$ ），則等於 2 ，其餘類推。S 爲太陽常數（ $1.932 gcal/cm^{2}/min$ ）。T 爲空氣之擾動因素（Turbidity Factor）。a_{m} 爲 0.128 至 0.054 $\log_{m}$ 。

(二)　水平面上之輻射總量

在水平面上，太陽之短波輻射，係由乘以 S inh 之積而得，其中 h 爲太陽之高度。於此一積數上，需加以擴散之空間輻射，方可獲得水平面上之總輻射。爲記錄總輻射，及分別記錄從太陽與從空間而來之輻射，均可使用各項儀器。

當太陽被雲層所掩蔽，則從空際與雲層而來之輻射，平均言之，可以下式表示：$Q = Q_{0}(1 - 0.071c)$ ，其中雲量 c 爲 0 至 12 ，Q_{0} 表示晴空時之總入輻射。然此公式僅適用於平均一般情況。若太陽照射，係通過散佈之雲層，由於雲層之反射，其輻射結果，可能反而要大於晴天之輻射。若在完全陰暗與雨天，則進入之輻射，可能少至晴天輻射的百分之十。

海洋水平面上進入輻射之每月或每年平均值，可根據下式計算而得：

$$Q = k(1 - 0.071c)h \ (gcal/cm^{2}/min)$$

式中 h 乃太陽之平均高度。c 爲平均雲層數。k 隨大氣之透明度而定；隨緯度而略有改變。通常在赤道時爲 0.023 ，在緯度 40 °時爲 0.024 ，在緯度 70 °時，爲 0.027 。此式在 $h > 60°$ 時無效。但當太陽在此等高度以上，若能被

一縮減高度所取代時，則仍可得正確之值。其相關取代之高度，玆列表如下：

眞高度(°)	60	65	70	75	80	85	90
取代高度(°)	60	62	64	66	68	69	70

(三) 輻射損失

部份進入之短波輻射，由海面之反射而損失。其損失之程度，隨太陽之高度而定。當計算損失時，從太陽而來之直接輻射，與從空間而來之擴散輻射，需分別予以考慮。由太陽直接輻射之反射總量，於太陽在水平面上90°60°，30°及10°時，分別爲百分之2.0，2.1，6.0，及34.8。至於從空間與從雲層之擴散輻射，則其反射爲百分之十七。Powell 與 Clarke (1936) 於各晴天所測定之值，與上述相符。但當陰天，其抵達海面之諸輻射，均爲擴散，則觀測之反射值，約爲百分之八。若將晴天從太陽與從空間之總輻射之諸部份，分別定爲 p 與 q；且將相對之反射百分率，定爲 m 與 n。則在晴天，被反射之總進入輻射百分率爲 $r = mp + nq$；在陰天，當所有進入輻射被擴散，$r \doteq$ 百分之8。

上述諸情形，僅在海面平滑時，方爲有用。在有波浪時，低太陽之反射損失，乃微爲增加，而尤以在高緯度處，特別如此。在上述情形下，穿過海面之輻射總量，乃由進入輻射總量減去反射損失而得。

(四) 海中輻射能之吸收

海中輻射能吸收之情形，其在已知水層中之吸收總量，可用一熱電堆 Thermopile，直接測定其抵達不同深度之能而獲得。或用能譜以積分法求之。但此法需先知不同波長輻射之消光係數，以計算各波長之輻射強度之減少情形。

至於不同海水對輻射能之吸收情形，通常最澄清之外海水，其進入能之62.3%，多被吸收於第一公尺中，在10公尺深度處，有83.9%被吸收。混濁之近岸水，則進入能之99.55%，被吸收於10公尺深度內。

(五) 輻射與變熱

由於輻射通過表面每平方公分1,000卡之穿透，所形成不同深度處溫度之增加，因而產生變熱 (Heating) 之觀念。通常輻射在不同海水中，所發生之變熱程度：在最澄清水中，於表面與一公尺間，所能增加之溫度爲6.24°，於20與21公尺間，則爲0.04°。在最混濁水中，於表面與一公尺間，所能增加之溫度爲7.72°，於20與21公尺間，則爲0.0003°。

(六) 海面之有效返輻射

海面放出之長波熱輻射，輻射情形有似一黑體，放出之輻射能，係與海面絕對溫度之四次方成比例。同時，海面從大氣中，主要從水蒸氣中接收長波輻射。此種入射長波輻射的小部份，由海面予以反射，但因吸收係數在長波中甚大，故大部份仍被吸收於水份中。因此，海面之有效返輻射，乃係由海面向大氣之溫度輻射（Temperature Radiation），與大氣向海面之長波輻射，兩者之差表示之。此種有效返輻射，主要係隨海面之溫度，與大氣中之水蒸氣含量而定。即在較高溫度（較高蒸氣壓力）下，由於從空氣而來之輻射增加，於是有效返輻射乃隨溫度之增高而緩慢遞減（如圖8－2）。例如在溫度0°C，相對濕度為80%時，有效返輻射為每秒每平方公分0.188卡；溫度為25°C，相同之相對濕度時，則為0.167卡。至於在一定溫度下，則有效輻射隨濕度增加而遞減。

海面溫度以及海面上空相對濕度之週日與週年變化，甚為微小。故在一晴空之有效返輻射，幾乎與日之時刻及年之季節無關。甚至與從太陽與空中之進入短波輻射，係受甚大之週日與季節變化之情形，形成一對比。

因雲層關係，使大氣中之擴散輻射增加，故有效返輻射乃減低，其實驗關係式如下：

$$Q = Q_0 (1 - 0.083c)$$

式中Q_0乃晴天時之返輻射，c為1至10級之雲層。如天空佈滿烏雲時，c＝10，即有效返輻射僅為晴天的17%。

海面若有海冰，則因其封閉之氣泡，常呈灰白色，故可反射進入輻射之百分之五十或更多。若更覆以霜或雪，則反射損失可增加至六十五。若為新乾之雪時，甚或可增加至百分之八十。另一方面，當面輻射幾乎相似一黑體，其返輻射所生之損失，並不因冰雪之存在，而有所改變。此亦為海冰一經凝結，即不易融解的主要原因。

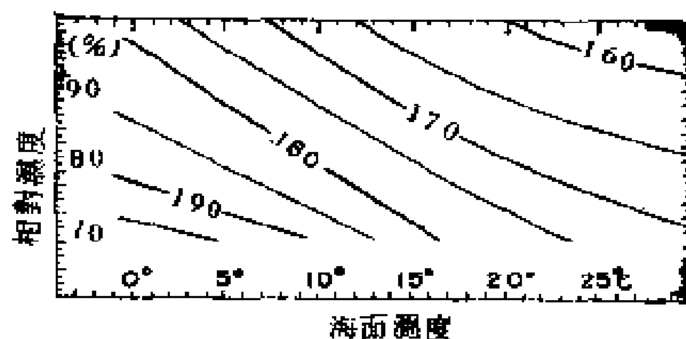


圖 8-2　海面在晴天時之有效返輻射

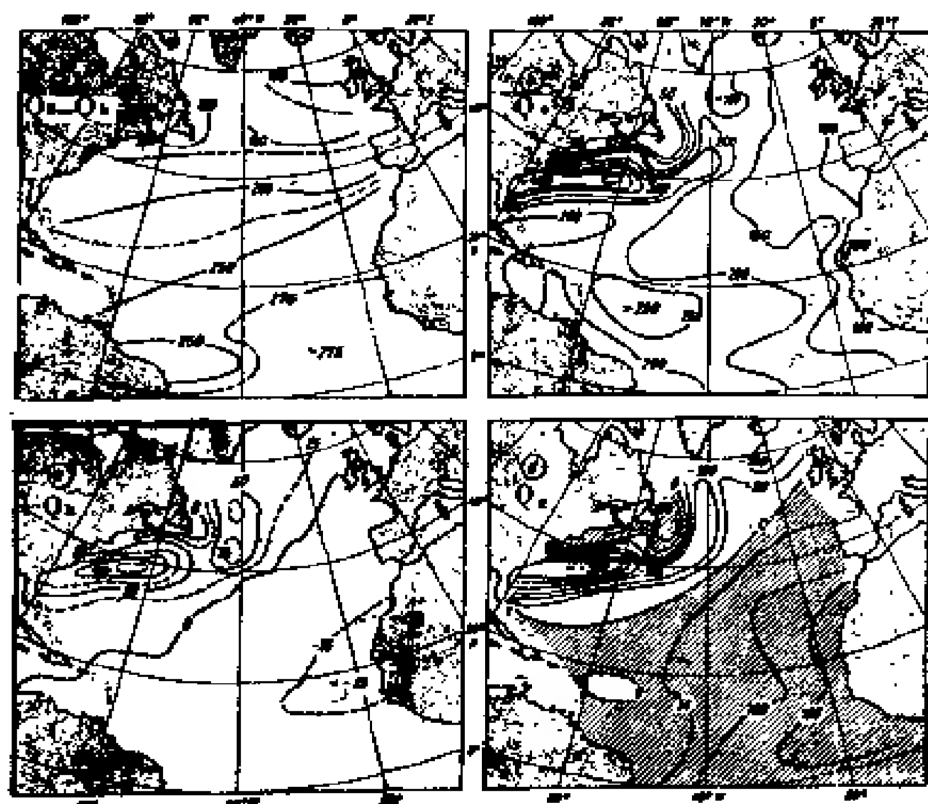


圖8-3　北大西洋海面全年平均之熱交換（卡／方公分／日）

圖8—3所示，乃北大西洋海面全年平均熱之交換情形。其單位爲每日每平方公分之卡數。圖(a)乃表示輻射交換之熱量淨得（$Q_s - Q_b$）。圖(b)乃示由於水之蒸發所形成之熱量損失Q_e。圖(c)爲熱之直接傳導至空氣所形成之熱量損失Q_h。圖(d)乃表示熱量交換總量$Q_t = Q_s - Q_b - Q_h - Q_e$。圖中斜線部份乃$Q_t$值爲正，即熱量淨得，水溫上升。

二、熱之傳導

(一)　通過海底之熱傳導

由於地殼內放射性物質之熱放射，而產生海底地熱，其傳至海洋中熱流之總量，每年約爲50至80平方公尺卡。此量所表示，尚不及海面所接受輻射熱之萬分之一。通常在論及海洋之熱儲量時，可略而不計。

(二)　動能之轉變爲熱

由風加於水面之壓力，及部份潮能將動能傳遞於海中，再由摩擦而消散，乃轉變爲熱。由風力形成之能傳遞，估計約爲水面所接受輻射之萬分之一，故可略而不計。在近岸淺水強烈潮流處，潮能之消散甚大，故可能有若干

局部之重要性。如在 Irish 海峽中，其潮流消散量可達每秒每平方公分 0.002 卡，或每年每平方公分1050卡。其受影響之平均深度約爲 50 公尺。假若此同一之水團能保留在該海峽中一年之久，則平均可增加溫度 0.2°C。然此等情形，僅及於淺水海域，對整個海洋之熱量而言，並無多大意義。

至於由化學作用之變熱，則可完全略而不計。

(三) 大氣與海洋間熱之傳導

單位時間內，從海面輸出並通過一單位面積之熱量，係等於：

$$-C_p A\left(\frac{dt}{dz}+r\right)$$

式中 C_p 爲空氣之定壓比熱，A爲湍流傳導係數，$-dt/dz$ 爲空氣之垂直溫度梯度。當溫度隨空間高度而遞減時爲正號。r 爲絕熱溫度梯度，當接近海面時，因 r 與 dt/dz 比較，其值甚小，故可略而不計。因空氣擾動之狀況，隨至海面之距離而變化，在海面本身，其渦流運動必大爲減少。結果，在穩定狀況下，當同樣熱量向上通過垂直柱之每一交叉面時，其溫度乃隨接近海面之高度而改變，即距離越遠則越慢。$-C_p A\frac{dt}{dz}$ 之結果恆爲常數，故若 $C_p A$ 隨高度迅速增加，$-\frac{dt}{dz}$ 則必減小。

假若熱力係由海洋中傳至空氣，則海面必比接近海面之低層空氣，要較溫暖。當此情形普及，空氣由下而熱，其氣層變得不穩定，空氣之擾動乃變得急劇。若海面水比空氣遠較溫暖，即當冬季大陸寒冷空氣流向海洋時，急劇之從下而熱運動，可使氣流交換迅速發展，乃導致如風暴等之劇烈大氣擾動。此間所討論者，乃當海面比空間較溫暖時，所發生之從海洋至大氣之熱傳導。可能有人認爲，反過來，當空間暖流覆蓋海面時，適當之熱量將傳導至海面。但事實並非如此。因在此種情形下，空氣從下而冷却，其氣層變得穩定，其擾動（及隨後空氣之渦流傳導係數）乃大爲減少。

據計算海面之平均溫度，比低層大氣的溫度要略高0.8°C。因此，熱量乃由海面直接向大氣轉移。據估計，此等由傳導而放出於大氣中之熱，僅及全部剩餘熱之百分之十。其餘百分之九十，則係用於蒸發。因此，蒸發比海面熱之直接傳導，對海洋熱量之均衡，要遠爲重要。

大西洋中，有關海面熱之直接傳遞於空氣之情形，可參閱圖 8—3 中之(c)，即可得一概貌。

三、蒸發

(一) 蒸發作用

海洋的蒸發有雙重效用：第一，因海洋中51 %之進入能，係因蒸發潛熱而損失。故蒸發實乃熱之損失之最重要因素（圖8－1）。第二，因蒸發與降水，可決定大氣與海洋間水之循環作用。因此，亦影響海面鹽度之盈虧（圖7－8）。假若吾人再進一步考慮，將發現海洋所損失之蒸發潛熱，係由大氣所獲得，然後再在水氣凝結時放出，而成爲大氣中熱能之最重要來源。因此，蒸發作用，實乃海洋氣象最基本之問題。

空氣中之蒸發壓力少於同溫度之水面之蒸發張力，表示空氣未爲水氣所飽和。於是蒸發作用發生。純水之蒸發張力，隨水之溫度而定。海水則因鹽度而略有減少。其值約爲純水之98 %。但仍隨溫度而增加。卽鹽度爲35 ‰之外海海水，在－2 °C 時爲5.19 毫巴，0 °C 時爲5.99 毫巴，10 °C 時爲12.50 毫巴，20 ° C時爲22.96毫巴，30 °C 時則爲41.68 毫巴。此等現象，乃意謂溫度愈高，空氣吸收水汽之能力愈強。尤有進者，當飽含水汽之空氣，被較溫之海面再予加熱時，對水汽而言，又變爲未飽和之現象矣。因此，在海面上，蒸發作用係在經常進行。而凝結作用，實乃例外現象。

(二)蒸發量 在討論蒸發之過程中，其佔較大比率者，並非蒸發壓力，而係比濕度 f 。卽空氣每單位質量所含水汽之質量。每秒向上輸送通過1平方公分截面之水汽總量爲$-A df/dz$ ，其中A爲渦流傳導係數，$-df/dz$ 乃比濕度之垂直梯度。當比濕度隨高度而遞減時則爲正號。若將蒸發壓力 e 加入考慮，則蒸發總量乃如下式：

$$F = -A \frac{0.621}{P} \frac{de}{dz}$$

其中P乃大氣壓力。至於在海面蒸發所需之熱量則爲：

$$Q_e = -L_T A \frac{0.621}{P} \frac{de}{dz}$$

式中L_T乃在海面溫度T時之蒸化熱。

(三) 蒸發特性

1. 當水面較空氣爲暖，卽冷氣流過暖水上空時，乃發生蒸發。

2. 若空氣比水面過分爲冷，則當空氣爲水汽飽和時，水面乃有霧氣之形成。

3. 當海面比空氣爲冷，熱力係由空間帶至海面，空氣擾動減少。其與海面之接觸以及傳導，可降低空氣溫度以至露點。空氣中發生凝結，於是霧亦形成。發生於海面上者，通常爲平流霧（Advection）。

4. 季節與蒸發之特性　春天時，當水較空氣爲冷，乃無蒸發之發生。但於秋冬兩季，當水較暖，則蒸發必大。

5. 地理位置與蒸發　在中緯及高緯處，冬季海面大半較空氣爲暖，故蒸發可望達於最大程度。圖8－3 (b)所示，乃北大西洋海面由於水之蒸發所形成之熱量損失Q_e。

（四）　蒸發之快慢

需視下列各情況而定：㈠水面或冰面和水汽壓與空氣中既有的水汽壓之差別的大小。㈡風速的強弱。㈢溫度的高低而定。水汽壓的差別愈大，風速愈強，溫度愈高，蒸發的速度也愈快。

（五）　蒸發之觀測與計算

蒸發量之測定，乃根據蒸發之三種現象：㈠海洋損失水量，㈡由於蒸發時吸收潛熱，海洋損失熱量，㈢在接近海面的大氣層內，水汽之垂直流動。而有下列三種不同之方法：

1　**直接測定**　係以蒸發皿於船上行之。但觀測所得之蒸發値，因離海面太高，部份由於盤皿處之風速比海面要高，部份由於空氣中蒸氣壓與蒸發面蒸氣壓力間之差，在盤皿處比在海面上要大。故結果乃有[illegible]。通常需將觀測値，乘以0.53，方能作爲海面之蒸發量。

2　**以熱力均衡爲基礎之計算**可根據下式求得：

$$E = \frac{Q_s - Q_b + Q_v + Q_T}{L(1+R)} \quad (\text{公分})$$

式中L爲蒸發潛熱。$R = Q_h / Q_e$，Q_h爲海面傳導於大氣之徵熱，Q_e爲海面用於蒸發之熱。

3　**根據空氣擾動之計算**　風速在每秒4至12公尺間，平均每年蒸發之公分數，可應用下式概略求得：

$$E = 3.7\,(\bar{e}_w - \bar{e}_a)\,\bar{u}$$

式中$\bar{e}_w$爲海面之平均蒸氣壓力毫巴。由海水之溫度與鹽度而導出。e_a爲海面上6公尺高處空氣中平均蒸氣壓力。$\bar{u}$爲同高度處之平均風速，單位每秒公尺。

第三節　海洋與大氣之相互影響

一、水溫與氣溫

空氣與海水的比熱相差很大，所以受熱後的溫度變化也不相同。例如使一立方公分的純水，溫度升高1°C，所需熱量爲1卡。使一克空氣升高1°C，需熱約0.238卡。一立方公分的空氣重0.00129克，故一立方公分的空氣，使溫度升高1°C，只需0.00031卡。是以空氣的比熱，僅爲水的比熱的1/3257。設有一公分的表面水層，溫度降低一度所放出的熱量，可使厚約三十三公尺的氣層升溫一度。

在氣溫低於水溫時，由海水放出熱量，使氣溫升高。在氣溫高於水溫時，由海水吸收熱量，使氣溫降低。因此，在海面平靜時，接近海面的氣溫，通常均略近於水溫。

因海水對日光之短波輻射，有強力吸收作用，故日射熱量，可進入水層甚深。海面風力，可使海水起渦動，使上層熱水與下層混合。表層鹽度增大，亦能因鹽多水重而對流，使深層水受熱。凡此種種，均可使海水儲存多量之熱力。當海面冷却時，則可自下層海水繼續供給熱量。因此，海水對氣溫，乃有甚大之調節作用。

海面平均水溫較氣溫略高。如在南大西洋五十五度至二十度間之年平均表面水溫，即較氣溫高十分之八度，其他各處，亦大致相同。若以季節與地方而論，在高緯度海洋冬季氣溫較水溫甚低，夏季則較水溫爲高。在低緯度，海洋冬夏的差別較小。至於海面的氣溫與陸面的氣溫情形，根據 Hann 的計算，以北緯20°至80°間，沿東經120°全部經過陸地，代表陸面氣溫；沿西經20°全部經過海洋，代表海面氣溫。其結果顯示：一月的平均數，陸面氣溫爲－15.9°C，海面氣溫爲6.3°C。七月的平均數，前者是19.4°C，後者是14.6°C。故知陸面氣溫的年差達35.3°C，海面氣溫的年差，則僅8.3°C。可見海洋對氣溫的影響，離海洋愈遠，氣溫的變化愈趨極端。因此發生海洋氣候與大陸氣候的區別。

唯海洋佔地球表面面積的三分之二，陸地只佔三分之一，故陸面氣溫變化雖大，然整個地球的氣溫，仍以受水面的影響較大。

二、大氣中水汽變化

大氣中水汽含量極微；以體積計，最多不過百分之五，以重量計，只合純大氣總量的千分之三。水汽的垂直分佈情形，百分之九十多集中在對流層的下部，離地五公里的大氣層內。其平均分佈情形，大約以夏季爲最多，冬

季爲最少。熱的地方多，冷的地方少。近海多，內陸少。

因爲水汽變化無常，有時無形無色溶解在大氣中，有時卻凝結成雨露，凍結成冰霜。飄盪在天空的雲，籠罩在地面的霧，以及雷電雹霰等等，都是水汽的變相。甚至日月光華，日暈月暈 (Halo) 和七彩霓虹，也都是日月光輝，透過水汽造成的現象。因此，水汽含量雖微，其變化特性，在氣象上，卻極爲重要。

大氣中的水汽，大都是由海洋或陸地蒸發而來，而海陸氣三界之間的水汽循環運輸，有爲固體狀態，有爲液體狀態，有爲氣體狀態，此種平衡關係，就稱爲水汽循環。圖 8－4 所示，即爲水汽循環的程序。據權威估計，陸地每年降水總量爲九萬九千立方公里，每年蒸發總量爲六萬二千立方公里，每年河川總流量爲三萬七千立方公里。海洋每年蒸發總量爲三十三萬四千立方公里，每年降水總量爲二十九萬七千立方公里，由海洋以雲的方式運往陸地的水分總量爲三萬七千立方公里。恰與陸地河川流量相等。所以陸地上的水汽循環平衡方式，爲降水總量等於蒸發總量與河川流量總量之和。海洋中的水汽循環平衡方式，爲蒸發總量等於降水總量與欲往陸地蓄量水份之和。大氣中之水汽循環平衡方式，爲蒸發總量等於凝結或溶解總量與降水總量之和。整個海陸空三界的水汽循環方式，大致如此。所以在氣象上，水汽循環的程序，是蒸發 (Evaporation)，凝結 (Condensation)，降水 (Precipitation)。然後再週而復始，如此循環不已。

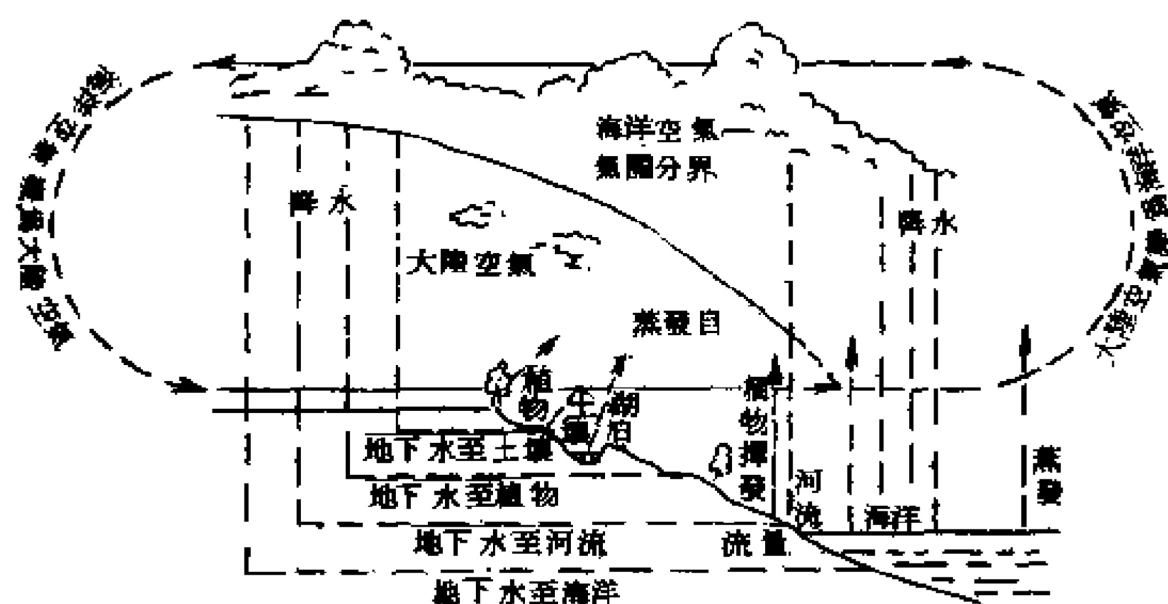


圖 8-4　海陸空三界之水汽循環

三、大氣之流動

熱力是天氣變化之源，風是天氣變化之媒介。空氣流動則成風。成風的原因，是由於熱力分配不得其平而起。大氣本身像一部變熱能爲動能的龐大引擎，其主要能力來源，則是極地與赤道間以及大氣上下層間之溫度差。空氣是氣體，有熱脹冷縮的特性，熱脹則密度稀，重量減輕，氣壓降低。冷縮則密度濃，重量加大，氣壓升高。水平與垂直方向溫度有冷熱，密度有疏密。氣壓有高低。所以有迫使空氣自高壓流向低壓之力。再因摩擦力，地轉力和重力等的影響，乃改變和控制了流動空氣的向速。大規模或小規模，規則或不規則空氣的流動，均挾帶着熱力和水汽，於是風的交流，乃促進了千變萬化大氣現象的形成。

氣壓力是風的直接推動力。氣壓力可分水平與垂直兩種。垂直向上的壓力因與垂直向下的壓力及重力作用相反，當上下力量平衡時，即無垂直運動；不等時，即發生上下氣流，謂之對流。此種上下吹的風很少發生。通常大規模的風，還是以水平氣流爲主。重力對於水平氣壓的差異沒有影響，祇求水平氣壓差異的平衡，就產生了風。水平氣壓差異所產生的氣壓力，可以氣壓梯度表示。梯度到處都垂直於等壓線。如氣壓力爲唯一控制大氣運動之力，則風向應與氣壓梯度一致。即自高氣壓處垂直吹向低氣壓處。但實測風向並非如此直吹，而係斜吹。即在北半球向右偏轉，在南半球則向左偏轉，這是因爲地球自轉所造成的偏向。氣壓力使風向與氣壓梯度一致，偏向力在動向之右，與風向成直角，隨時改變風向，直至氣壓力與偏向力平衡而後已。此時風向乃與等壓線平行。在北半球。低氣壓居左，高氣壓居右。而風速與等壓線間的間隔距離成反比。這種風叫地衡風（Geostrophic Wind）。當風行地上，地面的摩擦力，可改變氣流的方向，減低氣流的速率。

氣壓分佈自成系統，氣壓高於四周的區域，稱爲高氣壓區（High Pressure Aea），又稱高壓中心。或稱反氣旋（Anticyclone）。或簡稱高壓（High）。反氣旋中的風向爲順時針向旋轉，且自中心向外發散。

氣壓低於四周的區域，稱爲低氣壓區（Low Pressure Area），低氣壓中心，低氣壓，氣旋（Cyclone），或簡稱低壓。氣旋中風向爲反時針旋轉，且自四周向中心輻合。

如圖 8－5 所示，水平氣流反氣旋中心向外輻散（Divergence），向氣旋中心輻合(Convergence)。氣壓谷或鞍形低壓區，亦有輻合氣壓的型式，但不如氣旋中心之強盛。輻散中心空氣，必因不斷外流而減少，輻合中心空氣，

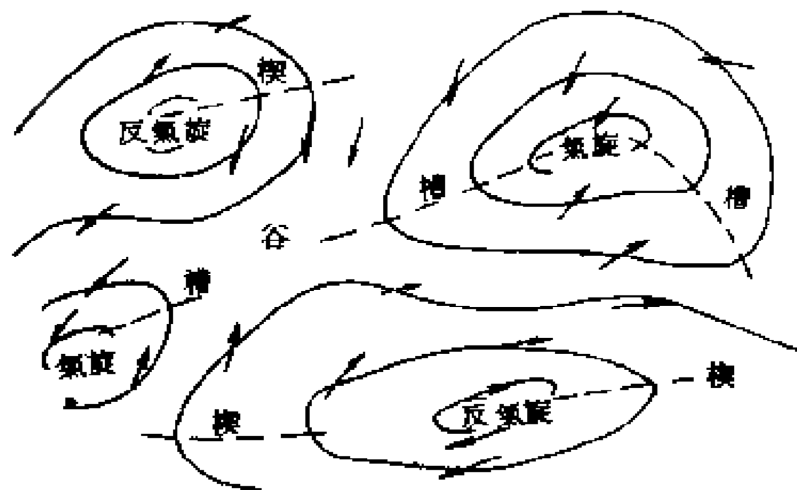


圖8.5 高氣壓與低氣壓

必因繼續內流而增多。地面空氣的繼續減少處，必將由上空空氣來補償。地面空氣的不斷增多，則將向上找出路。所以輻散中心的反氣旋，必有下沉氣流。輻合中心的氣旋區，或鞍形低壓區，必有上升氣流。上升氣流因絶熱而冷却關係，常可發生凝結，興雲致雨。故輻合中心，天氣常惡。下降氣流因絶熱增暖關係，可減少水汽凝結，消雲散雨，故輻散中心，天氣常佳。

大氣中大規模空氣流動，謂之大氣環流 (General Circulation) 。氣流直接受制於氣壓，間接受制於大氣熱力分佈。南北緯三十度之間，地球表面面積佔全球面積一半以上，全年淨得輻射熱量爲 62×10^{12} 每秒克卡。三十度以上迄兩極間，平均每年有同樣的熱量放出。故顯示赤道與兩極間，必然有熱的交流。即地面赤道上有低氣壓，兩極有高氣壓的形成。且係以熱力的因素爲主。兩極空氣下沉輻散，赤道氣流輻合上升。地面上空氣，乃由兩極流向赤道，高空處，則由赤道流向兩極。赤道區面積廣大，緯度愈高，面積愈狹。上空赤道氣流向兩極流動時，乃因而不能暢其流，加上地球自轉力的關係，於是空氣多堆積於南北緯三十度左右，促使下沉，乃形成副熱帶之高氣壓，與副極地之低氣壓。

圖8－6 所示，赤道附近，氣壓少變，風微弱不定，是爲赤道無風帶。南北半球氣流，均在此輻合上升，興雲致雨。南北半球各有一高氣壓帶，氣流下沉發散，雲消雨散，俗稱回歸線無風帶，其向赤道之風，謂之信風 (Trade Wind)。向極地一邊者謂之盛行西風 (Prevailing Westerlies) 。兩極爲高氣壓。在北半球風向東北，在南半球風向東南，與盛行西風輻合，形成副

極地低氣壓(Subpolar Low)。

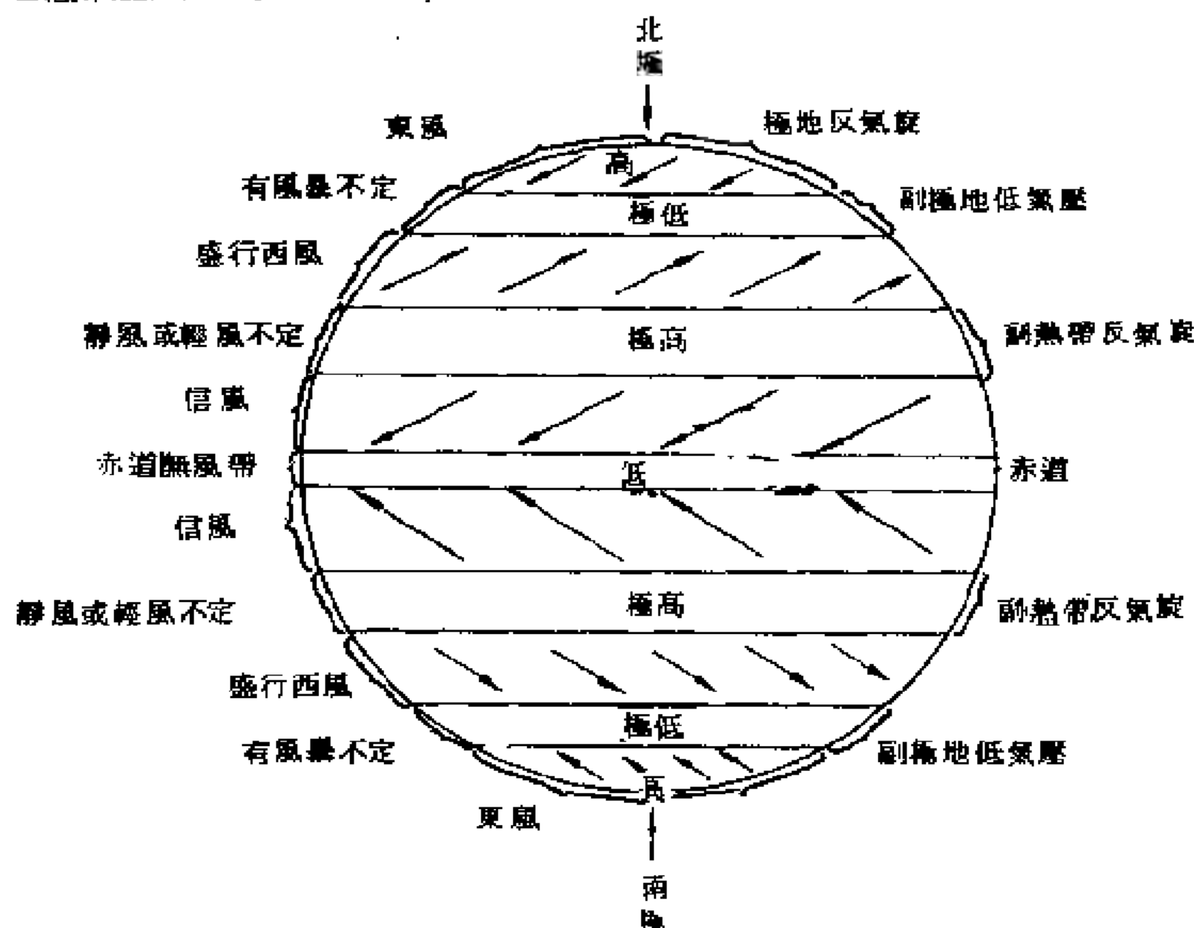


圖 8·6　大氣環流帶

第四節　海洋與氣候

某時某地各種氣象要素的合奏，叫做天氣。故天氣乃短時間內或定時的各種大氣現象的總印象，或者說是總作用。由多年的氣象觀測，所得出的某地或某區平均大氣狀況，或者是由一地以往經驗可期望得知之日年循環中的天氣順序，叫做氣候。距離遙遠，地形與高度均不相同的地方，可能偶有相同的天氣，但此兩地的氣候，必定大不相同。熱帶的大部地區，某季氣候和該季每日出現的天氣，大致相同。所以熱帶的氣候，也近似天氣。特別以海洋上信風帶的中部為然。此等天氣變化簡單，單一情形，和平均狀況差不多，故只需具備一般氣象知識，即可作令人滿意之氣象預報。中高緯度天氣，則完全不然。因大氣擾動頻繁，天氣乃變化不定，以致甚難預測。

一、大陸性氣候與海洋性氣候

地面氣候之變化甚爲複雜，但以受陸海分佈之影響最爲顯著。一般稱之爲大陸性氣候與海洋性氣候。大陸性氣候，常見於內陸地區，冬冷夏熱，氣溫年差甚大，平均約在20°至 40°之間。晝熱夜冷，溫度日變差，亦復不小。而且缺蒸發，少雨量，空氣乾燥。這些都是其特徵。海洋性氣候，除發生於海域本身外，通常沿海陸地，亦受其影響甚大。此等地域之氣候，因受海洋之調劑（海面溫度年差不過 6°–12°）。氣溫和暖，冬暖夏涼，晝夜相彷。而且蒸發多，雨量豐富，空氣較潮濕。

二、影響氣候之因素

(一)大氣環流風帶 低緯度貿易風帶，因風向由東向西，故大陸東岸爲海洋性氣候，大陸西岸則爲大陸性氣候。在中高緯盛行西風帶，風向自西向東，故大陸西岸爲海洋性氣候，而東岸則爲大陸性氣候。

(二)地形之影響 因山岳可阻隔氣流之運行，平原可使氣候延伸其影響範圍。故某一地域，雖與上述環流風有關，然尙受地形之影響：而適用原則有異。如低緯之北非，其乾燥氣候，可自內陸延展至西海岸。在高緯之歐洲西岸，因無高大山脈，故海洋性氣候，可延伸至大陸內地。但北美西岸，因爲山脈與海岸平行，故海洋的影響，僅限於沿岸一帶。

(三)季風的影響 如東西大陸，夏季風自海上吹來，沿岸陸上乃爲海洋氣候，冬季風自大陸吹向海洋，沿岸地區，仍爲大陸性氣候。

(四)海流的影響 暖流經過地區，氣候溫暖，雨量豐富。寒流經過地區，則氣候寒冷，雨量減少。因此，在大洋之東西兩岸，雖在同一緯度處，因其經過之海流爲暖爲寒，其氣候常有甚大區別。例如西歐各國緯度雖高，但因受暖流影響，故氣候溫暖，雨量充沛，因之物產豐富，人口稠密。而北美的 Labradar 與 New Foundland 一帶，則因受Labradar寒流的影響，故氣候寒冷，雨量稀少。其他如澳洲的東海岸，與南美的西海岸，兩者雖緯度相同，而氣候卻有差異，此亦因前者係受暖流，後者則受寒流影響之故。又日本橫濱與美國舊金山，其緯度相同，而氣候迥異等即是。

(五)海冰的影響 在兩極海洋流出的寒流，常有冰山與流冰，隨之俱來。冰在流動過程中，使海水的溫度與鹽度發生變化，直接影響海流的性質與強度，間接影響沿途的氣候。冬季則在沿海凍結之處，因海冰的熱容量與蒸發作用，均與海水不同，因此，亦可影響各地的氣候。

(六)水團的影響 海洋表層的不同水團，均有其各別的溫鹽特性。在某一水團的溫度與鹽度下，可發生某種對氣溫的影響。因此，海洋水團的分佈情形，亦爲影響海洋氣候的重要因素。

第五節 海洋與天氣

一、氣團與天氣

氣團的穩定性，與天氣的變化有很大的關係。當濕熱的氣團，經過較冷水面時，使大氣層比較穩定，不容易發生天氣變化。較冷的氣團，經過暖的水面時，空氣自底部增熱，使大氣層呈不穩定狀態，容易發生天氣變化。不穩定的氣團，經過陸地時，祇要略受地形的抬升，即能成雲而降雨。

海洋氣團與大陸氣團，秉性截然不同，此兩種氣團相遇，常能形成鋒面，而發生氣旋。於是產生各種天氣變化。

熱帶海洋氣團，高溫而多濕。極地海洋氣團，溫度較低，水汽含量較少。此種性質，完全受海面水溫分佈與蒸發作用的影響，隨時隨地均有變化。於是發生海洋氣壓狀態，而爲控制大氣變化的因素。

大陸氣團，有時也能經海洋而回歸大陸。此種氣團經過海面時，自底部增熱，並吸收水汽而發生變質。變質的程度，則視經過海面的溫度，與供給水汽的多少而不同。例如冬季的西北利亞大陸氣團南下時，除直接經陸地而變質外，常隨冬季風的環流，經中國沿海侵入華南一帶。因此，冬季在台灣附近，常有海洋變質與陸地變質的極地大陸氣團相遇，形成鋒面而發生氣旋，對於台灣與日本一帶的天氣，影響甚大。

二、降水和雷雨

(一) 降水

降水的原因，是由於空氣中之水汽，一旦冷却至露點以下，即凝結成水滴而降水。通常暖濕的空氣，進入冷海面，水汽冷却至露點以下，即開始降水。另外寒冷乾燥之大陸氣團，一旦經過溫暖海面，即行增加溫度與水汽，於是上升而發生對流作用。最初形成層積雲，逐漸變成濃積雲，雨積雲而開始降雨。

(二) 雷雨

大洋的雷雨，多見於冬季與後半夜。白晝洋面加熱少，不足以生成強烈

的對流。夜間洋面濕的下層空氣，冷却緩慢，上層空氣卻因輻散而迅速冷却。夜愈深，上下層空氣的溫度差愈大。所以後半夜常見有對流所需的溫度梯度和雷雨。和夜間情形相似，冬季海面空氣，下暖上冷，所以冬季比夏季多有雷雨。

暖濕空氣由於升坡運動自動抬高，或是由於冷空氣的衝來而被迫上升。且高空有足使空氣繼續上升的溫度遞減率，這樣即已具備生成雷雨的外力。由冷空氣衝入而生成的雷雨，出現在冷鋒地帶。

三、海霧

霧在各季的分佈，因爲霧的生成原因不一，故各地有很大的差別。一般說來，海上多夏霧，陸上多冬霧。但是因爲水陸分佈的情形複雜，各地地形高低不一，就是鄰近地點，也常有差別。

(一)海陸風霧 冬季較暖的海洋空氣，經海風吹送至海岸地區的大陸上，因受冷却而常常生霧。夏季陸上暖濕的空氣，吹送到海洋上，因海面較冷而生霧。這都叫海陸風霧。或稱平流霧。但是風強時就變爲層雲，風弱時方生成濃霧。微弱海風，常支持多日不絕，故海岸附近，能見有持久的霧。

(二)海霧 海霧是由海洋空氣，在冷的海流上冷却所生。在海岸附近或大洋上，海水溫度有差別處，都能發生。即使有強風亦能支持，而且水和空氣的溫度，差別愈大，海霧也就愈濃。海霧也以夏季爲最多。大西洋北部的紐芬蘭灣以多霧著名，七月和八月，每月霧日即達22至 23日。日本東北的千島群島一群，也是多霧。北海道的根室，夏季每月平均有16至17 日的霧天。

(三)熱帶空氣霧 這是熱帶空氣流經高緯度，逐漸冷却所產生的霧。在冬季能在大陸上隨熱帶空氣的移來而出現。在夏季北方的冷水上，也能生成這種熱帶霧。

(四)蒸氣霧 冷空氣通過暖水面上，因蒸發作用，使水汽一經離開海面，即開始凝結成霧，故稱之爲蒸氣霧。此乃一種50到 100呎厚或更薄的淺霧。但對於航行的船舶和飛機，都有不利的影響。此種霧以秋季爲最多。冬季在大湖上亦出現這種霧。在北冰洋水冰交界之區，常有這種霧。探險的人多稱其爲海烟。

四、鋒面

性質不同之兩氣團相遇時，其交界處爲一不連續面，稱爲鋒面，鋒面兩

側，空氣性質相異。諸如溫度、密度、濕度、氣壓、雲系、天氣等，均可能有顯著之不同。溫度高而密度小的空氣，應居鋒面之上。溫度低而密度大的空氣，則居鋒面之下。但鋒面並非完全水平，常因空氣流動與地球之轉動，而有若干傾斜。通常斜度約爲一比三十至一比四百。鋒面與地面相交之地帶，稱爲鋒（Front）。理想之鋒爲一細線，但實際所謂鋒面，乃一過渡層或過渡地帶，其寬度常有數公里至數十公里不等。

若冷空氣前進，迫使暖空氣後退，而取代其原有位置，則此時之鋒面爲冷鋒，其斜度約爲1比30至1比100。若暖空氣前進，迫使冷空氣後退，並取代其原有位置，則此時之鋒面爲暖鋒。其斜度約爲1比100至1比400。

五、熱帶風暴

在西太平洋夏秋兩季，常見有低氣壓在熱帶發生。這種熱帶低氣壓，和較高緯度的低氣壓，大不相同。它向西走而不向東走。低緯度上的這種低氣壓是暴風，通常統稱爲熱帶氣旋。在西太平洋上以颱風（Typhoon）著名。在印度洋上，多稱爲賽克隆（Cyclone）。在西印度群島附近者，稱爲颶風(Hurricane)。

(一)特徵 熱帶氣旋是眞正旋轉暴風，直徑自二百公里至八百公里不等，等壓線呈橢圓形。暴風中心，氣壓可降到900毫巴以下，通常風靜雲裂，是所謂暴風眼，直徑大約在20至50公里。此乃急速旋轉運轉的結果。在氣旋區，不見有冷暖氣團的地面鋒，中心的四周，溫度、氣壓，風和雲的分佈，都很對稱。圖8－7所示，乃熱帶氣旋之垂直剖面。粗線表示風眼和對流層頂的界線。

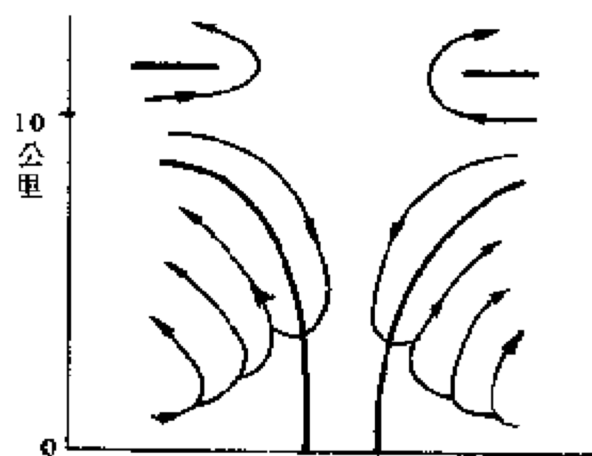


圖8-7 熱帶氣旋剖面圖

(二) 生成的原因

熱帶氣旋生成在赤道無風帶的濕熱氣團區。但需要離開赤道10°至15°的緯度。地轉偏向力才大到足以使空氣運動，形成曲線的旋渦。此外熱帶氣旋的發生，還需具備下列各項條件：(一)海面溫度高於25°C。(二)空氣爲條件不穩，有利於對流的發生。(三)低空氣流輻合

。㈣高空的空氣運動微弱。

熱帶氣旋的實際生成，有很多點還不很明瞭。有的氣象家相信微小的水溫差別，就足以產生對流陣雨和氣壓的微降。幾天以後，這個區域，就生成氣旋式的環流。因海上空氣潮濕，氣柱的潛熱和不穩性，乃能培孕此種擾亂，而變成眞正的颱風旋渦。

此種颱風生成的另外解釋，是生成區的熱帶無風帶，有南北兩半球不同信風的相互鄰接。此區叫做間熱帶輻合帶。兩種不同的信風，相會於間熱帶鋒線上，兩風系的來源不同，溫度當然有別。在九十月中，北半球海面上的東北信風，曾行經較涼水面，而止於赤道以北。東南信風，是來自赤道南北的水面，比較溫暖，溫度有差別的風的輻合，和由之而生的不穩定，乃是發展熱帶氣旋的必要條件。

另外還有學說，是認爲熱帶氣旋，係發生在一個氣團之內。且係由於北半球信風的不穩定而生。並非兩半球不同氣流交綏的結果。就熱帶氣旋中的氣團而論，初期只見有信風的海洋氣團，和赤道西風的赤道海洋氣團。熱帶風旋在回歸線附近轉向後，才能遇到變質的極地氣團。在三千公尺以下，三氣團屬性的差別很少。三千公尺以上，則赤道海洋氣團最濕，變性極地氣團最乾。活躍的氣旋環流，和上升運動已經開始以後，強烈的凝結，放出大量的潛熱，成爲使暴風發展爲颱風所需的能量。晚夏和秋季，乃是颱風最多的時期，這時海面水溫最高。無風帶離去赤道最遠。因大氣的安靜，對熱帶氣旋生成的關係，至爲重要。如在阿拉伯海上，氣旋僅見於兩個季風期中間之無風期即是。

(三)發生的時期 熱帶氣旋幾乎完全出現在秋夏兩季。西風帶的低氣壓以冬季爲特多。故兩者大有區別。北半球西太平洋上的颱風，多發生於五至十一月，而以七八九月爲最多。

習題八

1. 何謂短波輻射與黑體輻射？
2. 試述地球整體熱儲量之均衡情形如何？
3. 試述海洋熱量之分配公式，並解釋各符號之意義。
4. 在某一定時間內，海洋任意部份熱之均衡公式如何？
5. 各種局部作用所能改變海水溫度之熱量，是指那些？
6. 試述水平面上晴天與陰天之輻射情形如何？
7. 試述海面之有效返輻射情形如何？
8. 試述海洋的蒸發作用，有何效用？

9. 何以海面的蒸發作用，常會經常進行？
10. 試述蒸發之特性如何？
11. 試述海水溫度變化與氣溫之關係？
12. 試述海陸空三界水汽循環平衡之方式如何？
13. 試述氣旋與反氣旋中心之氣流情形如何？兩者各有何種天氣發生？
14. 試述大陸性氣候與海洋性氣候之特徵？
15. 天氣與氣候的意義有何不同？
16. 影響氣候的因素有那些？何故？
17. 氣團與天氣有何關係？
18. 試述各種霧的形成情形如何？
19. 熱帶氣旋的發生需具備那些條件？
20. 熱帶氣旋生成的原因如何？

第九章　波浪

第一節　概述

一、波浪之定義

海面各種力量，所形成週期性之起伏運動，統稱爲浪。通常波浪乃係一種諧振運動（Harmonic Oscillations），即每一波浪之通過，僅水分子作上下之圓周運動，實際水體甚少前進，其向前傳播者，僅波之形狀而已。

此等起伏之波形，在理論上可以正弦波或餘弦波視之。如圖9－1所示。波浪之最高處，稱爲波峰（Crest），最低處稱爲波谷(Trough)。波峰至波谷間之高度，稱爲波高(Height)，乃等於波幅（Amplitude） a 之兩倍，通常以H表示之。兩波峰或兩波谷間之長度，稱爲波長(Length)，以L（或 λ ）表示。相鄰兩波峰或波谷，通過一點所經過之時間，稱爲週期（Period)，以T表示。因此波之傳播之速度C，乃可以C＝L/T 表示。至於波高與波長之比，即S＝H／L，乃稱爲波之尖銳度(Steepness)。波之角頻率，則爲 $\omega=\frac{2\pi}{T}$。故海面之諧振率，可以下式表示。（式中 t 爲時間）。

$$n = a \sin(2\pi/T)t = a\sin\omega t$$

二、波浪分類

(一)　按起浪力分類

1　**風浪**因風壓所生之波浪，稱爲風浪（Wind Waves, Sea）。風力微弱時發生的漣波。水分子復原的力量，以表面張力爲主，故又稱表面張力波。風速較大，水分子



圖9-1　波之要素

移動的位置較大，其復原的力量，以重力爲主，所以也稱爲重力波。

2　地震波 因地震海嘯所引起的波浪，稱爲地震波(Seismic Wave)。

3　潮波 因日月等天體引力所產生之波浪，稱爲潮波(Tidal Wave)。

4　長浪 或稱湧浪(Swell)。通常係受強烈的低氣壓而引起。風浪離開起浪區，或起浪區之風力止息以後，其波浪受氣壓的影響甚巨，仍然向四周傳播，且可達很遠之距離。

5　內浪 乃因不同密度之兩水團，於其接界處所形成之波浪。通常於海面甚難直接看見。故稱之爲內浪(Internal Wave)。每有船隻航經其上，往往受其影響，或甚至不能前進，故航海者稱其爲"死水"(如圖9－2)。

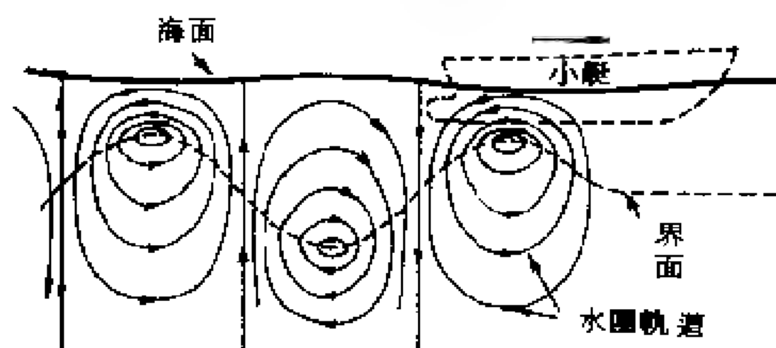


圖9-2　內浪

(二)　按振動之特性分類

1　自由波 波浪發生後，其原來之動力停止作用，而仍繼續自由前進。其速度及週期，僅受海洋之形狀及深度之影響者，稱爲自由波(Free Wave)。

2　強制波 如發生波浪之原動力，繼續作用，波浪之速度與週期，始終受此等外力所控制者，稱爲強制波(Forced Wave)。

(三)　按波浪之週期分類

1　表面張力波 週期小於0.1秒。

2　超重力波 週期介於0.1秒與1秒之間者。

3　重力波 週期介於1秒與30秒之間者。

4　低重力波 週期介於30秒與5分鐘之間者。

5　長週期波 週期大於5分鐘而小於12小時者。

6　潮波 週期大於12小時而小於24小時者。

7　越潮波 週期大於24小時者。

(四)　按波形之移動狀況分類

1　**進行波**　在海岸觀測海中之波浪，可見波浪與波谷次第前進，而非出現在一定的位置者，稱爲進行波（Progressive Wave）。如風浪和湧浪（長浪）等，即屬此種性質（如圖 9－3(a)）。

2　**駐波**　波形無前進之跡象，而常發生在一定之位置者，乃稱爲駐波（Standing Wave），或定振波（Stationary Wave）。定振波乃進行波與其反射波重疊所生之波浪，其波峰與波谷常在一處起伏振動也。駐波卽爲兩個方向相反之進行波相遇，所產生之波浪特性。因此駐波與定振波之性質完全相同（如圖 9－3(b)）。

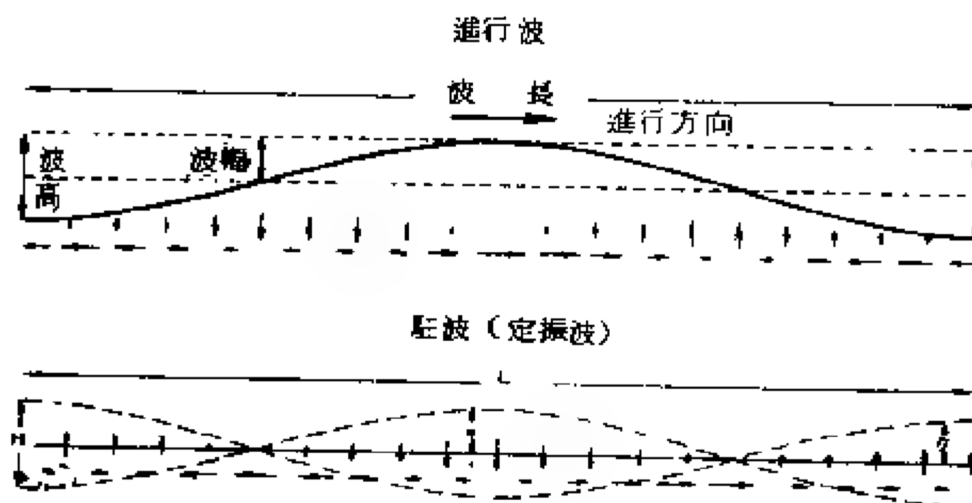


圖 9－3　(a)進行波　(b)定振波

(五)　按波形之斷面分類

1　**正弦波**　波形曲線有如正弦曲線者，稱正弦波（Sinusoidal Wave）。

2　**擺線波**　波形曲線有如擺線者，則稱爲擺線波（Trochoidal Wave）。

(六)　按波長與水深之關係分類

1　**深海波**　水深大於波長的二分之一（$d > \frac{1}{2}\lambda$），通常卽謂之深海波（deep water wave）。因此等波進行時，其水分子之圓周運動，僅影響及於海水之表面，故又稱之爲表面波（Surface Wave）。

2　**淺海波**　水深少於波長的二分之一時（$d < \frac{1}{2}\lambda$），卽稱爲淺海波（Shallow Water Wave）。此等波浪之進行，可影響及於海底。故通常發生於深海中之潮波，或長波（Long Wave）等，均被稱爲淺海波。而

淺海中之微波，因其對海底無影響，反而稱為深海波。此即係因深海波與淺海波之意義，乃隨波長與深度之比例而定之故。

第二節　波浪理論淺說

一、深海波

深海波的形狀與擺線波（Trochoidal Wave）相似。在波浪進行時，水分子以二分之一波高為半徑，作一圓運動。其迴轉的週期和波浪的週期相等。如圖 9－4 所示，波浪向右進行，同時水分子即作右旋的圓運動。此等水分子在圓周上的位置，愈向波浪進行方向的前面，愈見落後。假使連結某一瞬間各水分子的位置，即可得一擺線波的形狀，如圖中實線所示。稍經相當時間後，各不同位置之相當水分子，因其均向同一方向迴轉，再連結彼等之位置，則成另一擺線形狀，如圖中之虛線所示。從前後兩次之擺線關係位置，乃可看出波浪之進行情形。且知此等波浪之進行，其水分子僅以一定長度為半徑，一定點為圓心，作一圓形運動而已。

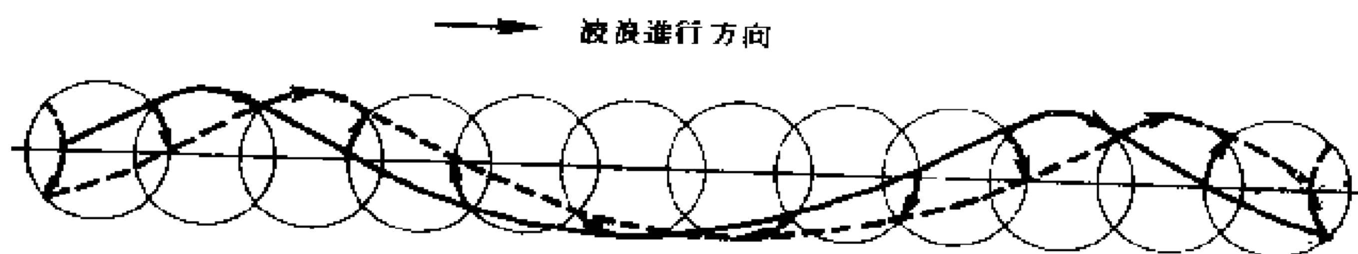


圖9-4　擺線波之進行與水分子作圓周運動之情形

擺線波到達極限時，水分子所作圓運動的圓周之長，正好與波長相等。波頂成為尖形，稱為極擺線（Cycloid）。假使水分子所作圓周運動的圓周之長，大於波長時，則稱外擺線（Epicycloid），此時波頂不再能維持，而成為破碎之波浪。若以 λ 表波長，H表波高，則可得：

一般擺線波　$\frac{\lambda}{H} > \pi$　即 $\lambda > 3.1416\,H$

極擺線波　$\frac{\lambda}{H} = \pi$　即 $\lambda = 3.1416\,H$

外擺線波（碎波）$\frac{\lambda}{H} < \pi$　即 $\lambda < 3.1416\,H$

因此，海面之波長，最少爲波高的3.1416 倍以上。否則即成爲破碎的波浪。

擺線波(深海波)進行的速度，在理論上與波長及重力有關。其公式如下：

$$C=\left(\frac{g\lambda}{2\pi}\right)^{1/2}=1.25\,\lambda^{1/2}\quad(\text{每秒米})$$

式中C表進行速度，λ表波長，g表重力加速度，若再以T表週期，乃可得下列各項關係：

$$C=\frac{\lambda}{T}=\left(\frac{g\lambda}{2\pi}\right)^{1/2}=\frac{g}{2\pi}T$$

$$=1.56\,T\ (m/sec)$$

$$=3.03\,T\ (kts)$$

$$=5.12\,T\ (ft/sec)$$

$$\lambda=\frac{2\pi}{g}C^2=\frac{g}{2\pi}T^2$$

$$=1.56\,T^2\,(m)$$

$$=5.12\,T^2\,(ft)$$

$$T=\left(\frac{2\pi\lambda}{g}\right)^{1/2}=\frac{2\pi}{g}C$$

$$\lambda=\frac{2\pi\cdot C^2}{g}$$

$$\lambda=CT$$

$$CT=\frac{2\pi\cdot C^2}{g}$$

$$T=\frac{2\pi\cdot C}{g}$$

$$C=\frac{g}{2\pi}T$$

因此，吾人祇需觀測各種波浪之週期。即可根據上式，計算其波長和速度。

假若以V表水分子所作圓運動的速度，因其週期與波浪之週期相等，故$V=\pi H/T$。但$T=\lambda/c$，故$V=c\pi\frac{H}{\lambda}$。由此式可知水分子的速度，除波速外，與波高對波長之比也有關係。通常海面風浪波高與波長之比值，在$\frac{1}{10}$至$\frac{1}{100}$之間。因此，水分子的速度，乃在0.3C與0.03C之間，即爲波速的百分之三十，到百分之二。祇有海面波浪呈極擺線波時，水分子的速度，方與波速相等。

波浪自海面以下，當深度增加時，波高也隨之減小。假若以H_0表海面波高，H_d表任意深度d處的波高，乃可得公式如下：$H_d=H_0e^{-2\pi\cdot d/\lambda}$

波高減小時，水分子所作圓運動的半徑，也隨之減小。以V_0表海面水

分子的速度，則在深度d處水分子的速度 V_d 可得：

$$V_d = V_s e^{-2\pi d/\lambda}$$

因此，可見波高與水分子的速度，均依對數曲線而減少。波長對於深度的比例愈小，減少愈速。通常當深度與波長相等時，其波高與水分子的速度，均僅為海面的 1/535 。在深度為波長的二倍處，則約為三十萬分之一。普通週期少於十秒的波浪，在一百公尺以下的影響，已微不足道。

二、淺海波

當水深小於波長的½（通常 d/λ 之比值在 0.5 至 0.05 之間）時，深海波浪乃變為淺海波浪（如圖 9－5），而具有長波 (Long Wave) 的性質。淺海波浪，可影響及於海底，而受海底影響，使波之速度和波高都發生改變。

設水深為 d，重力加速度為 g，則波速 V 可用下式求得：$V=(gd)^{1/2}$

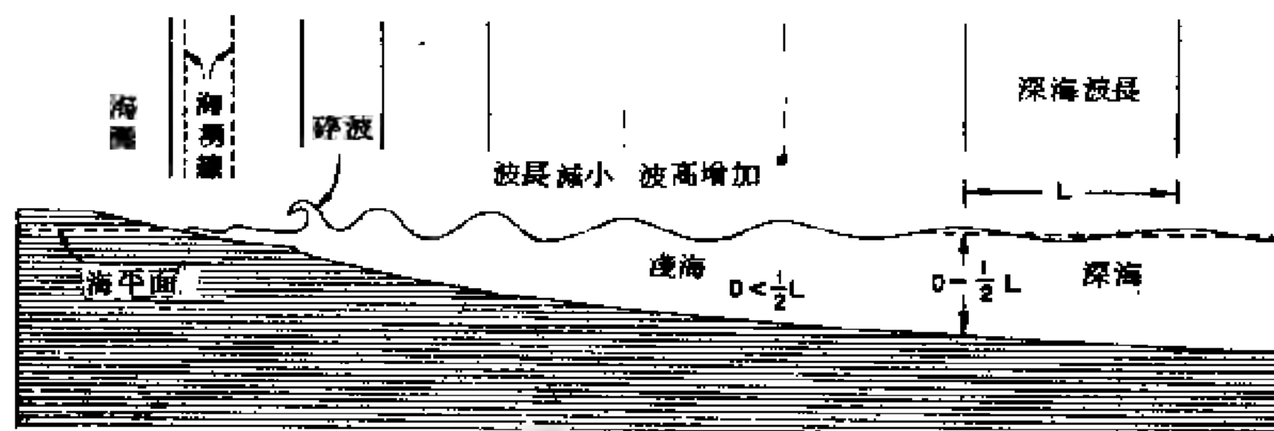


圖 9-5 深海波與淺海波之縱斷面

由上式可以看出，波浪之速度，係隨深度之減小而減少。波之頻率通常並不因水之減淺而改變。故波長因之亦減短。而波高則隨之增加。

由於淺海波浪，受海底的影響而修正，於是水分子所作圓運動的軌跡，乃變為橢圓形。其垂直徑（即波高）隨深度而減小，到海底時為零。至於水平直徑，自海面到海底，完全相同。如圖 9－6 所示，海底水分子的水平運動，與海面相同。因此，淺海波的影響，能夠到達海底。水分子運動的最大速度，可以下式表示：

$$V = \frac{H}{2d} \cdot C$$

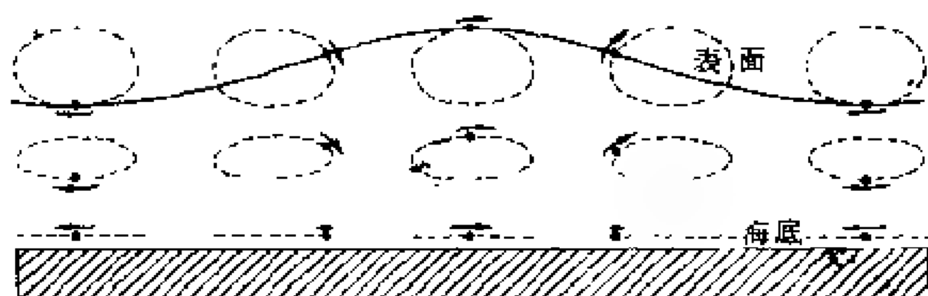


圖9-6　淺海波水分子所作橢圓運動

擺線波之水分子之運行軌跡，雖爲圓形，但其在波峰處隨波浪進行方向往前之速度，比在波谷處向後之速度，稍微要快。結果促致此等水分子運行之軌跡，並非成一閉合之圓周，而有隨同波浪之運行方向，稍微向前移動之趨勢。如圖9－7所示，乃兩個完整之圓形軌跡，而水分子卻分別位於連續之1，2，3等點之情形。此等軌跡扭曲之結果，可使水體本身能隨波浪之進行，而有緩慢之移動。其移動之速度，通常係隨海面風壓之大小而定。波浪之尖銳度變大，其速度乃漸增快。例如波長80呎，波高10呎，其水體移動速度，幾達每小時2浬；而波長爲500呎，高爲10呎時，則僅爲每小時1/10浬。因此，水體之移動，在接近海岸時（如圖9－5），因其尖銳度之增大，而有提高水面之趨勢，以致在岸邊形成多餘之海水，而有發生沿岸平行流 (Longshore Current) 之情形（如圖9－8）

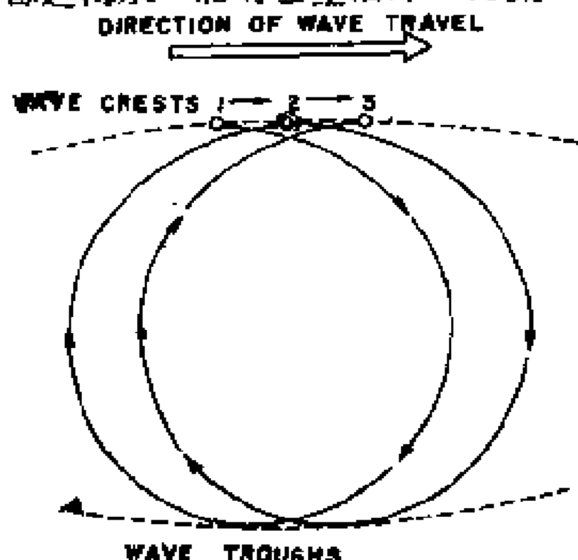


圖9-7　兩連續之擺線波通過時，其表面水分子所運行之兩次圓形軌跡。

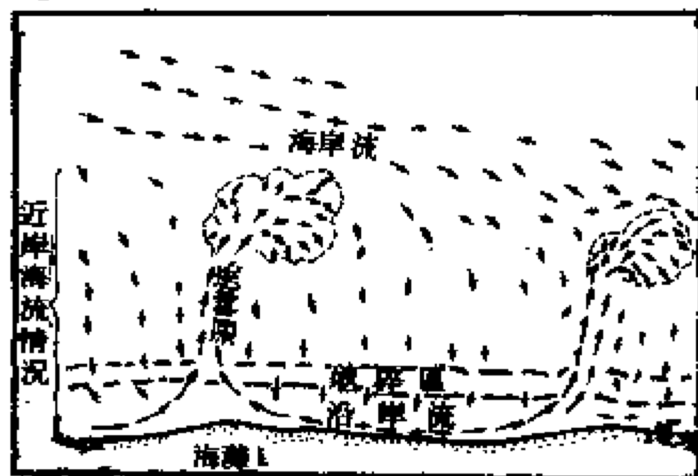


圖9-8　淺海波所形成之沿岸流與回轉流。由箭矢所示長度，可測定流之相對速度。

第三節　波浪之成長與消退

一、波浪之形成

海面波浪之形成，係受風之吹拂之結果，這是人盡皆知的事實。但其原理如何，則頗難解釋。首先研究者，乃 Lord Kelvin (1871) 及 H. Von Helmholtz (1890)，彼等認爲波浪之形成，乃在一臨界風速之上，甚至當此等風力在水面之移動，尙無摩擦之力時，由於動力壓力 (Dynamic Pressure) 改變之結果。但此一理論，並不能解答起始波浪之發展問題，蓋其所要求之臨界風速，須爲每秒670 厘米，約合 3－4級風力，此與實際觀測者，要大得過多。

H. Jeffreys (1925, 1926) 認爲在海面上，由於向風面與背風面所受風之壓力之差，以及摩擦力之不同，是爲形成波浪之原因。摩擦壓力乃風加於海面之切線應力 (Tangential Stress)，至 G.Neumann (1949) 始較精確求出其關係，即摩擦係數 $\gamma^2 = 0.009\ W^{-1/2}$。並獲得以風速W爲函數，在海面所引起波浪之波長與波高等之關係。圖 9－9 所示，即爲此等關係之數值。

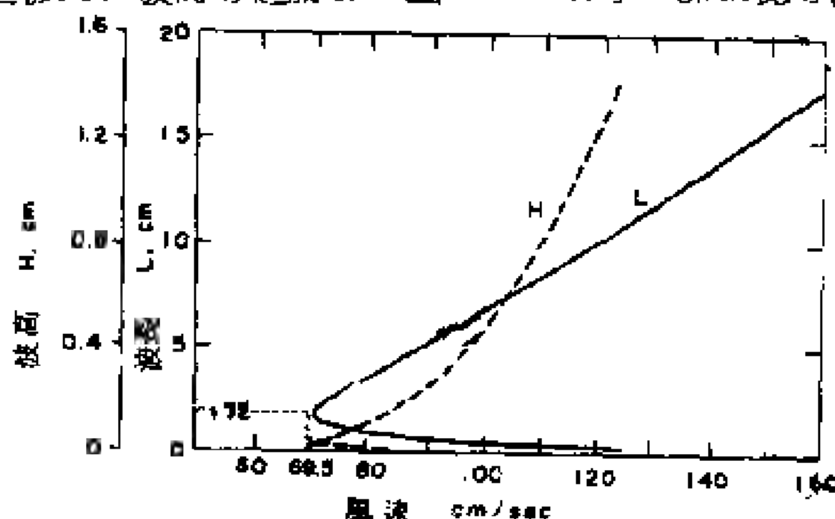


圖9-9　不同風速時所引起之起始波浪之波長與波高。

從上圖可以看出，最低之風速爲W＝ 69.5 cm/ sec，但當其最初發動波浪時，必超過此數。此與 U.Roll (1951) 實際所觀測之情形，頗爲相符。根據計算，第一批起始波之高度，可達0.022 cm，波長則爲1.72 cm。此等波之波速最慢，約爲每秒 23.1 厘米。

風速較大，由於加上重力與表面張力的作用，乃可形成兩種不同之波浪

。一爲表面張力波，其波長與波幅隨風速之增加而減小。另一爲重力波，其波長與波高以及尖銳度，均隨風速之增加而增加。從圖 9－9 可以看出，當風速爲每秒一公尺時，重力波之波長爲 6.7 厘米，表面張力波之波長則爲0.4厘米；其相當之波高，則前者爲0.49 厘米，後者爲0.002厘米。實際上，此時之表面張力波，業已消失。

二、波浪之傳播

吾人觀測波浪時，將發現兩種情形。第一，所有連續前進之波浪，並非均具相同之高度。通常高之波浪，均係成群出現，其中第三或第四波則爲最高者，在此等高波之中間，可能有最低幅之波存在。第二，波群雖然成群前進，但個別之波浪，並非在波群中保持其固定之位置，而常係通過其中並繼續前進。

此兩種現象，可以不同之波長，由於互相干擾之結果而解釋之。例如有兩個基本之振盪 I 與 II。其週期分別爲 $T_I = 8.3$ 秒，$T_{II} = 14.0$ 秒。波幅爲 $a_I = 3.0$ 公尺，$a_{II} = 3.4$ 公尺。如圖 9－10所示，此兩種波型，均係在風速爲每秒 16 公尺下所發展而成之成熟波浪。波群之標準組成，從上方之 I 與 II 兩曲線，可以清楚看出。由於重力波之正常傳播，其長波進行比短波要快。因此波群 I 與 II 之傳播，並非以其中任何一波之速度而擴散。通常乃係以一較小之連合速度U進行之。

$$U = (\rho_I - \rho_{II}) / (k_I - k_{II})$$

式中 $\rho = 2\pi / T$，爲波之頻率。$k = 2\pi / L$，爲波數。假若兩波之波長相差甚微，則其連合速度變爲：

$$U = \frac{1}{2} C$$

亦即波群之傳播，係以各波之傳播速度之半數而進行。

三、成熟波浪

大洋中之風浪，通常可分爲四種不同之型態：㈠波長甚短，但尖銳度頗大之波浪，其波之傳播速度約爲風速的三分之一（$C = W / 3$）。此等波浪雖具某種程度之激盪，但對海上工作人員，並無重大之影響。僅爲風之作用於水面之能之交換，具有重要意義。㈡波浪較長且較平緩。其尖銳度隨波齡之增加而減小。此等波浪乃前述第一種混亂之波浪，經一定不變之風吹較久時間而形成。因其可影響船隻航行之速度，故對船隻致爲重要。當發展成熟

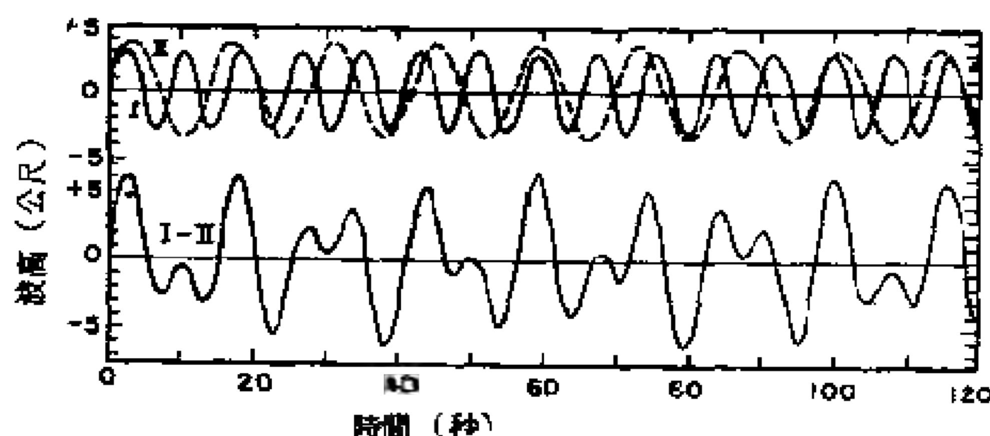


圖9-10 波浪之組合

時，可達某一最大之尖銳度。過此尖銳度，即形成激浪，於是對小型船隻，甚具危險。(三)乃波長甚大而且平緩之波浪，其尖銳度常有一定。但波速常大於風速之一至二倍（$C = 1.37W$）。此等波浪，因其波速大於風速，故常能超過吹風區，再向遠洋中繼續前進。即通常所稱之"湧浪"。當其抵達某一海岸時，乃形成碎波。湧浪之波長，其平均數，通常約等於週期平方之5.12倍（$L = 5.12T^2$）。而前述兩項之"風浪"，其波長則並不等於5.12乘週期之平方。(四)第四種型態之波浪，乃 G. Neumann (1952) 在北大西洋所觀測發現。其波速等於風速（$c = w$）。此即介於風浪與湧浪之間之一種波浪。

前述各種型態之波浪，何者屬於某一風速下所充分發展，即已達成熟之波浪，尚無法肯定回答。蓋波浪之高度與週期，並不完全隨風速而定。除此以外，尚有吹風時期間之長短，即吹風期 (duration, t)，以及沿風向所吹之距離遠近，即吹風距 (Fetch, F)等因素，方能決定波浪之已達成熟與否。通常風速恆定不變，吹風距離不變，則波浪隨吹風時間延長而增大。但增大的情形，有其一定限度，達此限度時之海面，乃稱為充分發展海面或稱成熟波浪 (Fully Arisen Sea)。

下表乃產生成熟波浪之最少吹風時 (tm) 與最短吹風距 (Fm)。

成熟波浪之風速，風時與吹風距關係表

V (knots)	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32
F_m (N.M)	10	18	28	40	55	75	100	130	186	230	280	340
t_m (hr.)	2.4	3.8	5.2	6.6	8.3	10	12	14	17	20	23	27

V (knots)	34	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	56
F_m (N.M)	420	500	600	710	830	960	1100	1250	1420	1610	1800	2100
t_m (hr.)	30	34	38	42	47	52	57	63	69	75	81	88

例如表中風速爲 20 浬／時，吹風距爲75 浬，則達成熟波浪之吹風時間，應爲10 小時方可。若未達10 小時，則表示該區之波浪，尙未達成熟程度。反之雖超過10 時以上，其波高等亦無顯著變大等情形。

四、波浪之折射與繞射

當湧浪或風浪抵達一水深小於其波長的一半之淺水海域，波浪乃開始觸及海底，而發生改變。通常週期爲 5 ，10， 15，及 20 秒之波浪，其發生改變，各別在 19.5，78 ，175.5 以及312公尺之水深處。改變之原因，是由於水分子運行之軌跡，由圓形開始變爲橢圓。最後，當水之深度減至波長的二十分之一時，其水分子運動，幾乎成爲直線。其表面波乃具長波之特性，其傳播之速度乃爲 $C=(gd)^{1/2}$。即隨深度之減小而減小。結果，波谷之移動密接，乃促致波長之減小。故波浪之行進，若與水深線未能平行，而有某一角度，於是乃發生折射之現象。

關於折射之方向改變與波速之變化情形，仍可應用 Snell 定律。即

$$\frac{\sin a_2}{\sin a_1}=\frac{C_2}{C_1}\;;\;\frac{\cos a_2}{\cos a_1}=\frac{dl_2}{dl_1}$$

如圖 9－11所示，a_1 爲入射角，即深海中波向線與等深線之交角 [illegible]，爲折射角，C_1 與C_2 分別代表深海與淺海中之波速。結果如圖 9－12所示，波之傳播方向，乃向首先遭遇淺水之處彎曲。而且該等平行之波列，其先遇淺水之部份，波長逐漸減短。

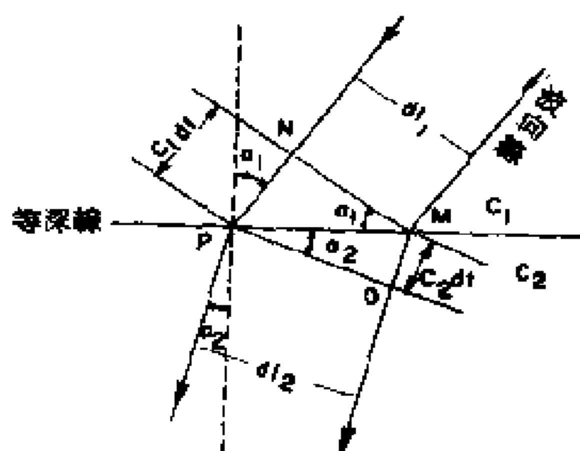


圖 9．11 Snell 折射圖解

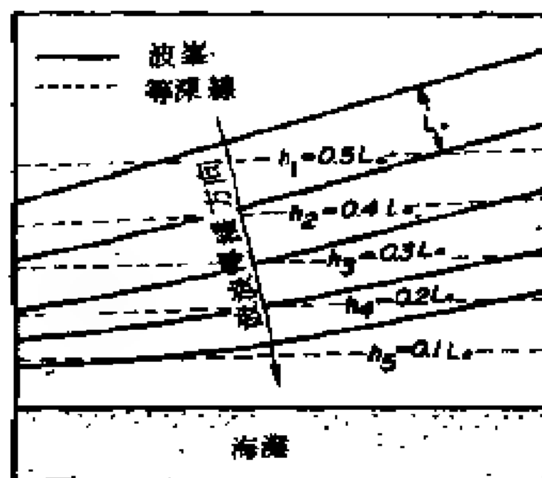


圖9．12 海底爲均勻坡度時，表面波浪之折射情形。

波浪之能量傳播方向，常與波浪之進行方向相垂直。故波浪一旦遇到障礙物，祇有正面之能量被障碍物所遮斷。而未被遮斷之波峰帶，則仍繼續前進，並將其能量向障礙物之後方擴散，此種現象，謂之波浪繞射。

如圖9－13所示，繞射實乃折射之延續情形。如環繞海島，越過海脊，以及通過海底峽谷後，仍然繼續呈折射前進即是。繞射後，波向線輻合之處，波高較大，輻散之處，波高較小。

五、淺海碎波

當波浪進入淺灘，水之深度小於波長的二十分之一以下。波浪前進之速度減慢，波長減短，由於波之能量不變，於是波高增加。結果，乃促致尖銳度之增加。此時，當波峰水分子前進之速度，大於波之傳播速度，於是波峰之前側，變得非常急陡。當抵達臨界點，即在均勻坡度之淺海中，其水深等於波高的1.3倍（$d_b = 1.3\,H_b$）(依 Dietrich. 1967，則爲$H = 1.3\,d$）時，波浪乃開始破碎。波浪繼續向淺灘前進，因水分子之運動，早已由圓形變爲橢

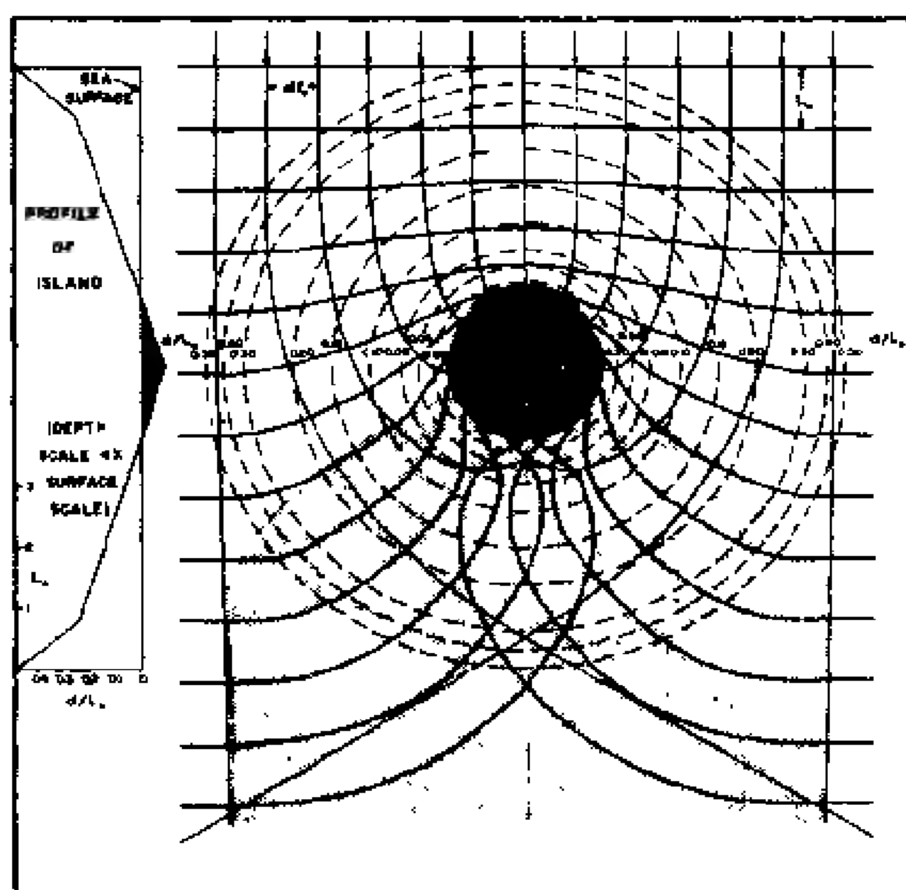


圖9.13　波浪之繞射。

圓形，再成爲直線。整個水體由波高之提升，而隨之向淺灘移進。首先是底層水分子，因受阻障關係，不僅發生停滯不前之現象，更有向上向後迴流之趨勢，而上層水分子，則仍然急速向前推前，於是在海岸處，形成迴轉之碎波激浪(如圖9－14）。有時可達十公尺之高者。



圖 9.14 海岸迴轉激浪。

第四節　海浪預報

海浪預報技術，完全是根據風和浪所形成的關係，統計發展而來。故從事海浪預報之先，必有完整之氣象報告，或正確之預報資料作依據，然後配合統計圖表，審愼分析，方克有成。所謂氣象資料，乃指風速，吹風時間(duration)，以及吹風距離(Fetch)等三項而言。蓋風速愈大，波浪愈大；吹風愈久，波浪亦愈大；而吹風範圍內，主要吹風方向之距離，亦有重大之關係，例如同一風速，海洋之波浪，必大於湖沼波浪即是也。

目前世界各國所發展完成之海浪預報方法，計有下列四種，即㈠ SMB (Sverdrup-Munk-Bretschneider) 法，㈡PNJ(Pierson-Neumann-James)法，㈢ D(Darbyshire)法，以及㈣ W(Wilson)法。其中 Wilsen 法，係採用分區計算法，故就整體之氣象預報而言，常發現其所推測之波高與代表週期，均有若干誤差。PNJ 法及D法，均係使用波譜技術，故手續較爲繁複。至於各種方法之正確程度，則甚難斷言，例如風速爲每小時30 浬，吹風距離爲50浬，其顯著浪(Significant)高，依 SMB 法得 11.1 呎，PNJ 法爲6.6呎，D法則爲8.3呎；若風速爲40 浬，則分別得浪高爲20 呎，23 呎，14呎。此等資料，乃根據吹風距離甚短之範圍，所計算而得。若吹風距較長，則結果大爲不同。因 Darbyshire 認爲當吹風距超過100浬以上時，則浪高與吹風距無甚大關係，而前兩者則仍然以爲浪高係隨吹風距而增加。因此，當吹風距離大時，D法所得之浪高值，常比 SMB 法及 PNJ 法所得者，要低得多。至於 SMB 與 PNJ 兩法，據有關學者之意見，認爲 SMB 法頗適於工程方面之應用，而 PNJ 法則最適於一般例行之預報工作。

影響海浪之形成，除吹風情況而外，尚有許多因素，應予考慮。例如空氣與海水溫度之差，常可造成波浪之重大改變。據觀測在同一風速下，空氣與海水溫度相差 5½° C時，可使波高增高百分之二十五左右。其他如淺水之影響，潮流之影響，以及波浪之折射等，均可使波高之週期等，發生改變。

本節所討論之範圍，僅限於風之因素一項，其他各項影響，則有待作進一步之考慮

一、風浪預報

(一) SMB預報法

SMB風浪預報法，已由 Bretschneider 增入最新資料，而予以修正，其提供之圖表曲線，可適應各種不同之情況，即不僅可應用於深海之波浪預報，就是對淺海中之波浪，也可適用。

圖 9－15所示，乃深海波浪預報曲線。縱線代表風速，橫線代表吹風距

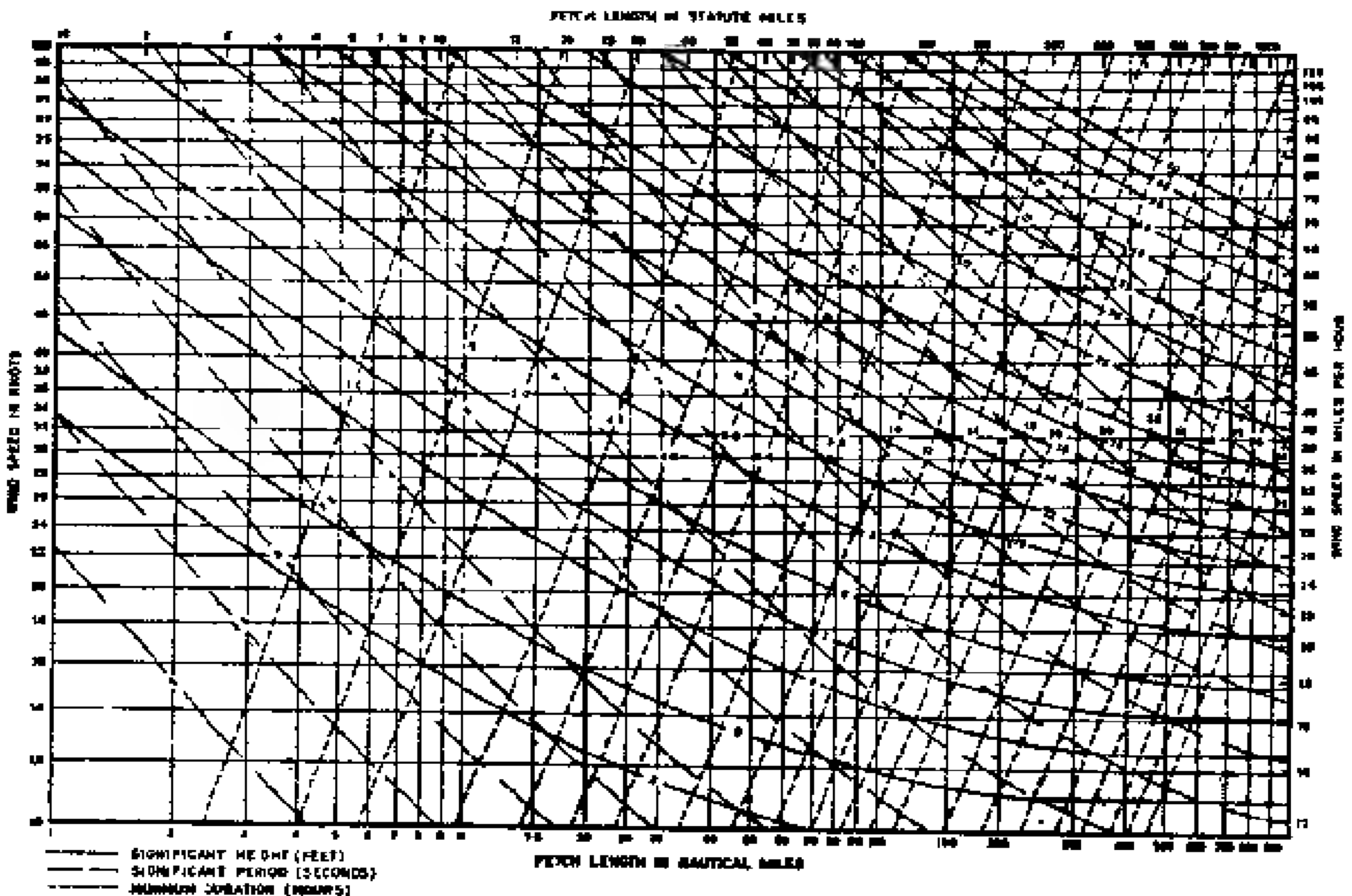


圖9-15　深海波浪預報曲線。

。於是顯著波（即全部波浪中三分之一之最高波）之波高及週期，即可求得。同時當成爲成熟波浪之最小吹風期，亦已示於圖中。例如風速爲每時30浬，吹風距爲100浬，波浪之高度，可望達10 呎；當吹風距增至1000浬時，波高可達20 呎。但所要求之吹風期，需達55 小時，而首先在較短吹風距時，則僅需9小時即可。

(二) PNJ海浪預報法

PNJ 海浪預報法，又稱波譜法。其設計之扭曲累積波譜曲線，對未達成熟波之顯著波（Significant Wave）波高，以及波之週期，均可簡易求得。圖9－16所示，座標之縱線代表E值（即將海面狀況，分成若干正弦波，然後將全部正弦波的各個波幅，予以平方後相加之值，E＝A〔f^2〕），以及顯著波之波高。橫座標代表顯著波之週期，及週期之倒數頻率。圖內曲線有風速，吹風期，吹風距離等三線，另外尚有兩細虛線，即 Tmax 及 Fmax 代表週期或頻率之最大值。Tu 及 Fu 代表週期或頻率下限值。

例如風速爲20 浬，吹風期爲6，8，12小時，其顯著波高則分別爲4.9

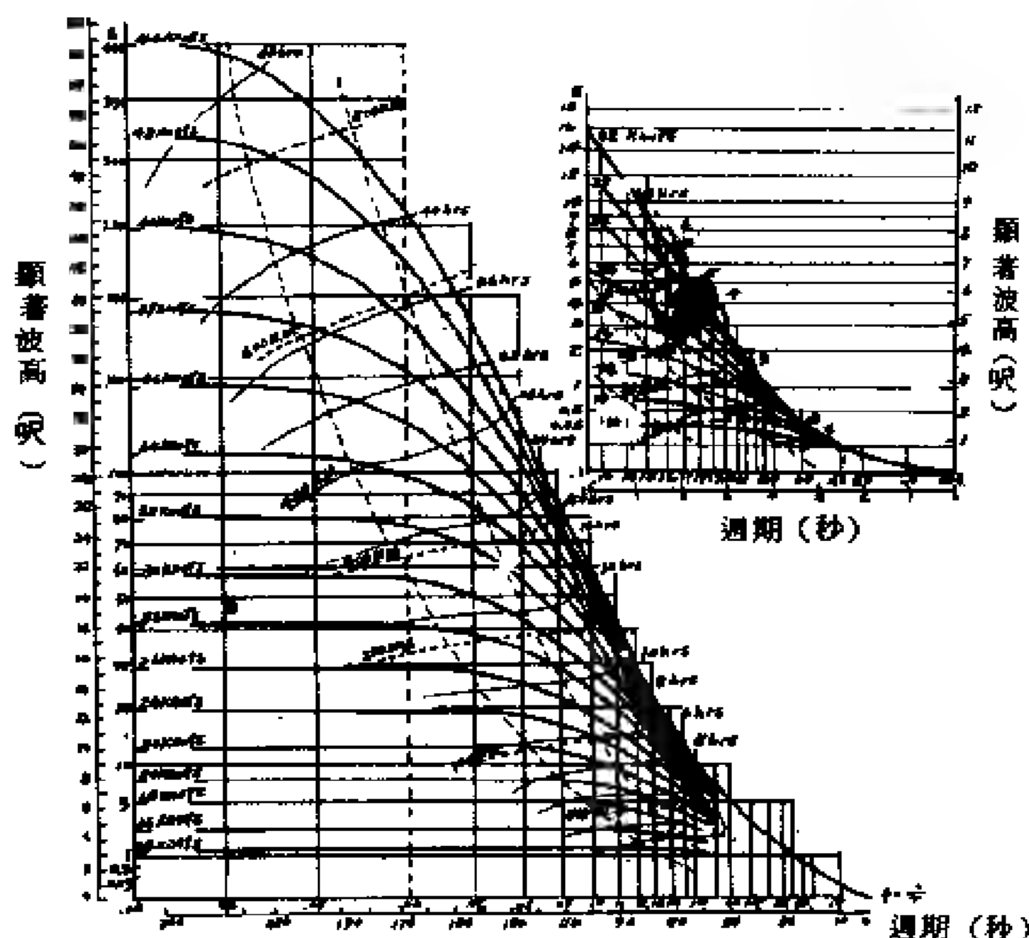


圖9-16 累積波譜曲線。

，6.7以及7.9呎。顯著波之週期分別爲 6.0，8.2 以及 11.4 秒。當風速爲 30 浬，吹風距分別爲 100，200，300 浬時，其各別之顯著波高乃爲10.8，17.6 及 21.6 呎。顯著波之週期則爲 7.9，11.8 及 19.6 秒。

若海面之狀況，已達成熟波浪，即檢查吹風期及吹風距均符合第17頁表列之標準數值，則然後應用下表，乃可求得各種風速之下，所形成之波週期，波長以及波高等狀況。

不同風速下之成熟海面波況

Wind				Wave period, sec.					Wave length, m			Wave height, m.	
Beaufort	W	F_m	t_m	T_a	T_b	T_m	T_{max}	L_a	L_b	L_m	L_{max}	H_m	H_s
1	1-3	0.06	0.07	—	1.0	0.33	0.47	—	0.9	0.12	0.34	0.011	0.023
2	4-6	0.56	0.7	0.4	2.8	1.4	2.0	0.16	8.3	2	6	0.055	0.112
3	7-10	5.9	2.3	0.8	4.9	2.4	3.4	0.7	25	6	18	0.182	0.365
4	11-16	34	4.8	1.6	7.6	3.9	5.4	2	60	16	47	0.55	1.12
5	17-21	65	9.2	2.8	10.6	5.4	7.7	8	116	31	93	1.3	2.7
6	22-27	140	15	3.8	13.6	7.8	9.9	15	193	51	153	2.5	5.2
7	28-33	290	24	4.8	17.0	8.7	12.4	24	300	80	240	4.5	8.8
8	34-40	520	37	6.0	20.5	10.5	14.9	37	440	116	345	7.0	14.2
9	41-47	960	52	7.0	24.2	12.5	17.7	51	610	168	490	11.0	22.2
10	48-55	1570	73	8.0	28.2	14.7	20.8	66	830	225	675	15.8	32
11	56-63	2500	101	10	32	17	24	104	1060	301	900	22.2	45
12	>63	—	—	10	(35)	>18	>26	106	(1280)	>337	>1050	(>22)	(>45)

表中W爲風速每時浬。F_m 表最小吹風距，單位爲浬，其結果可產生成熟波浪者。t_m 爲風速W在最小吹風距 F_m 內能形成成熟波浪所需之最小吹風期。T_a，T_b 爲總能量之 92 %之波週期之較低與較高限。單位爲秒。T_m 爲平均週期，Tmax 爲波譜中能之最大部份之波週期。L_a，L_b 爲總波能之 92 %之波長之較低與較高限。Lmax 表波譜中能之最大部份之波長。H_m 表全部平均波高，單位爲公尺。$\dot{H}_s$ 表連續波中1/10最高波之平均波高（約爲最大波高值）。

二、湧浪預報

湧浪乃是風浪離開起風區以後，或起風區之風停止以後，其波浪仍然繼續向前推進者，謂之湧浪。

湧浪向前推進，係成扇形擴散。故在風暴正前方推進者，其影響必定較大，而在兩側成某一角度前進者，必逐漸消散。本節所述，僅例舉風暴正前方若干距離處，某地之湧浪預報方法，至於在兩旁其他地方之湧浪情形，因需作角度等之改正，方法較爲複雜。因本書篇幅有限，姑且從略。

如圖 9－17 所示，風暴之下風邊緣中心，以X，Y軸表示之。風暴範圍

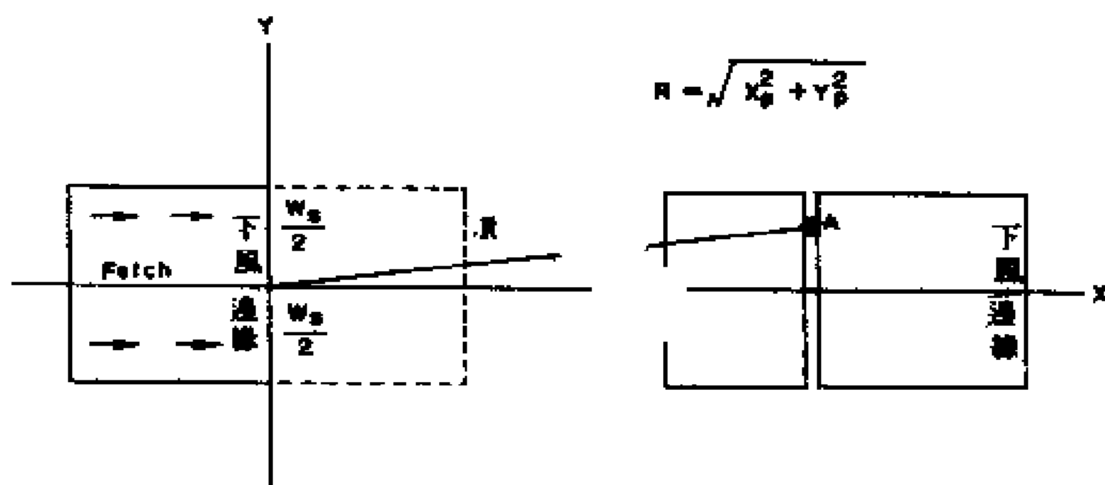


圖9-17 湧浪推進預報

寬度為W，其湧浪向X軸方向推進。距離下風中心R處之A點，因在湧浪推進之正前方，故可應用簡單公式，預報湧浪抵達時之週期情形。

風暴區之風浪，其吹風時間，需延續若干時間，方可達到成熟階段，形成湧浪向前推進。此時，即在下風邊緣處，開始前進時之湧浪週期，設為T，，其速度與週期之關係，知為1.515 T。故由湧浪之速度 1.515 T乘以此等週期湧浪抵達預報點之時間，即可得風暴下緣中心至該點之距離。因此可得下列各式：

$$(t_{ob}-D_w)\,1.515\,T_1=R \quad \cdots\cdots(1)$$

$$t_{ob}\,1.515\,T_2=R \quad \cdots\cdots(2)$$

$$f_2=\frac{1}{T_2}=\frac{1.515}{R} \quad \cdots\cdots(3)$$

$$f_1=\frac{1}{T_1}=\frac{(t_{ob}-D_w)\,1.515}{R} \quad \cdots\cdots(4)$$

$$\triangle f=f_2-f_1=\frac{1.515\,D_w}{R} \quad \cdots\cdots(5)$$

式中 t_{ob} 表起風後至湧浪抵達時之時間，亦即預報時間。D_w 為吹風延續時間 T_1，T_2 分別為第一次及第二次之湧浪週期。

例題一：　風暴起自60 小時以前，延續達20 小時，距離風暴下方邊緣中心約500浬處，可能發生之湧浪週期如何？

解答：
$$T_2=\frac{R}{1.515t_{ob}}=\frac{500}{1.515(60)}=\frac{500}{91}=5.5\text{ 秒}$$

$$T_1 = \frac{R}{1.515(t_{ob} - D_w)} = \frac{500}{1.515(40)} = \frac{500}{60.5} = 8.27 \text{ 秒}$$

$$f_1 = \frac{1}{T_1} = 0.182 \text{ 週／秒}$$

$$f_2 = \frac{1}{T_2} = 0.121 \text{ 週／秒}$$

$$\triangle f = 0.061 \text{ 週／秒}$$

例題二： 風暴在起浪區延續爲時 18 小時，預報地點在 1000 浬外，起浪區之最高波浪週期爲 15 秒。其第一波抵達預報地點之時間如何？又隨後第一天半內每隔 6小時之湧浪週期，及第一天每隔 12 小時之湧浪週期如何？

解答： 因題意爲求起浪區內某週期爲 15 秒之波浪，其下風邊緣抵達預報地之時間。故應用公式：

$$T_2 = \frac{R}{1.515\, t_{ob}}$$

即 $$t_{ob} = \frac{R}{1.515 T_2} = \frac{1000}{1.515(15)} = \frac{1000}{22.7} = 44 \text{ 小時}$$

從 44 小時開始，計算 50, 56, 62 ……等之 T_1 與 T_2 ，乃得答案於下表所列：

t_e	hrs	$\frac{R_e}{(t_{ob}-D_w)(1.515)}$	$\frac{R_e}{t_{ob}(1.515)}$	T_1	T_2	f_1	f_2	$\triangle f$
1 天 20小時	44		$\frac{1000}{44(1.515)}$		15		0.0667	～
2 天 2 小時	50	$\frac{1000}{32(1.515)}$	$\frac{1000}{50(1.515)}$	20.6 15	13.2	0.0455 0.0667	0.0756	～
2 天 8 小時	56	$\frac{1000}{38(1.515)}$	$\frac{1000}{56(1.515)}$	17.85 15	11.8	0.056 0.0667	0.085	～
2 天 14小時	62	$\frac{1000}{44(1.515)}$	$\frac{1000}{62(1.515)}$	15	10.6	0.0667	0.0940	0.027
2 天 20小時	68	$\frac{1000}{50(1.515)}$	$\frac{1000}{68(1.515)}$	13.5	9.7	0.0756	0.103	0.027
3 天 2 小時	74	$\frac{1000}{56(1.515)}$	$\frac{1000}{74(1.515)}$	11.8	8.92	0.085	0.112	0.027

3 天 2 小時	74	$\frac{1000}{56(1.515)}$	$\frac{100}{74(1.515)}$	11.8	8.92	0.085	0.112	0.027
3 天 8 小時	80	$\frac{1000}{62(1.515)}$	$\frac{100}{80(1.515)}$	10.6	8.27	0.0940	0.121	0.027
3 天 20小時	92	$\frac{1000}{74(1.515)}$	$\frac{100}{92(1.515)}$	8.92	7.19	0.112	0.139	0.027
4 天 8 小時	104	$\frac{1000}{86(1.515)}$	$\frac{100}{104(1.515)}$	7.67	6.35	0.130	0.1575	0.027

三、淺海碎波預報

碎波有兩種情形。一是深海碎波；一是淺海碎波。深海碎波，是擺線波之尖銳度加大，即波長小於波高的 3.1416 倍，而成爲外擺線時，即成爲碎波。此類碎波，非本節所要討論之範圍。淺海碎波，乃水深變淺，波浪前進速度減緩，而水分子推進加快，於是波高加大，至水深等於波高的 1.3 倍時（依美（H.O.Pub.234），乃開始破碎。下面即簡略介紹此等淺灘碎浪之預報方法。其詳細情形，讀者可參閱美H.O. Pub. 234 碎波之原理與預報一書。

碎波預報之重點，是在明瞭波浪開始破碎時之水深，以及破碎時之波高，以及波之速度等要素。欲求得此等要素，必先知道深海中波之高度，以及波之週期方可

假若已知深海波之波高以及波之週期，當其進行至淺海，且無折射影響時，即可根據圖 9－18查出波浪破碎時之波高。然後由波高與水深公式（$d_b = 1.3 H_b$），乃可得破碎時水之深度。

若欲再求碎波之波速，可在圖9－18左上角之挿圖中，沿水深 d 線，查出適當之週期值 T，然後在其上方讀出波長值 L。碎波之速度，乃可由 $C = L / T$ 計算而求得。

假若海岸平直，淺灘之等深線亦與海岸成平行。波浪自深海進入淺海，與等深線成某一角度 $\alpha°$，因而發生折射之現象。則應用深海波之波高，以求碎波之特性時，首先應將波高值，加以若干改正，方可再行使用前述方法。至於波高之改正值，可在圖 9－19 中查出之。

圖 9－19中橫線代表水深與深海中波長之比值 d / L_o，縱線代表波峰與等深線之交角 $\alpha°$。實曲線乃不同深度與波長比值處之交角數 $\alpha°$。虛曲線即爲此等情形下，波高之改正值。

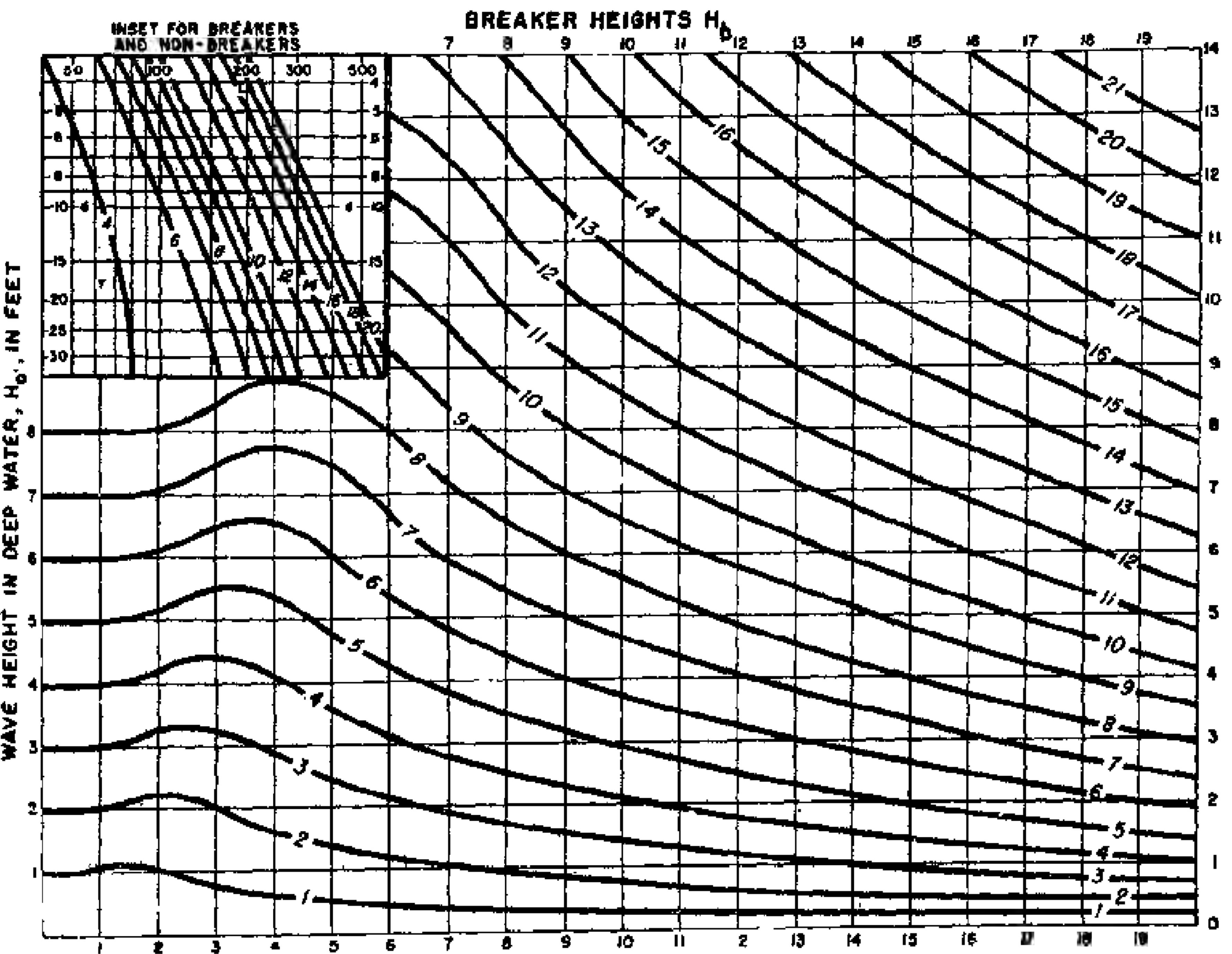


圖 9.18 碎波破碎時之波高與水深速決定圖。

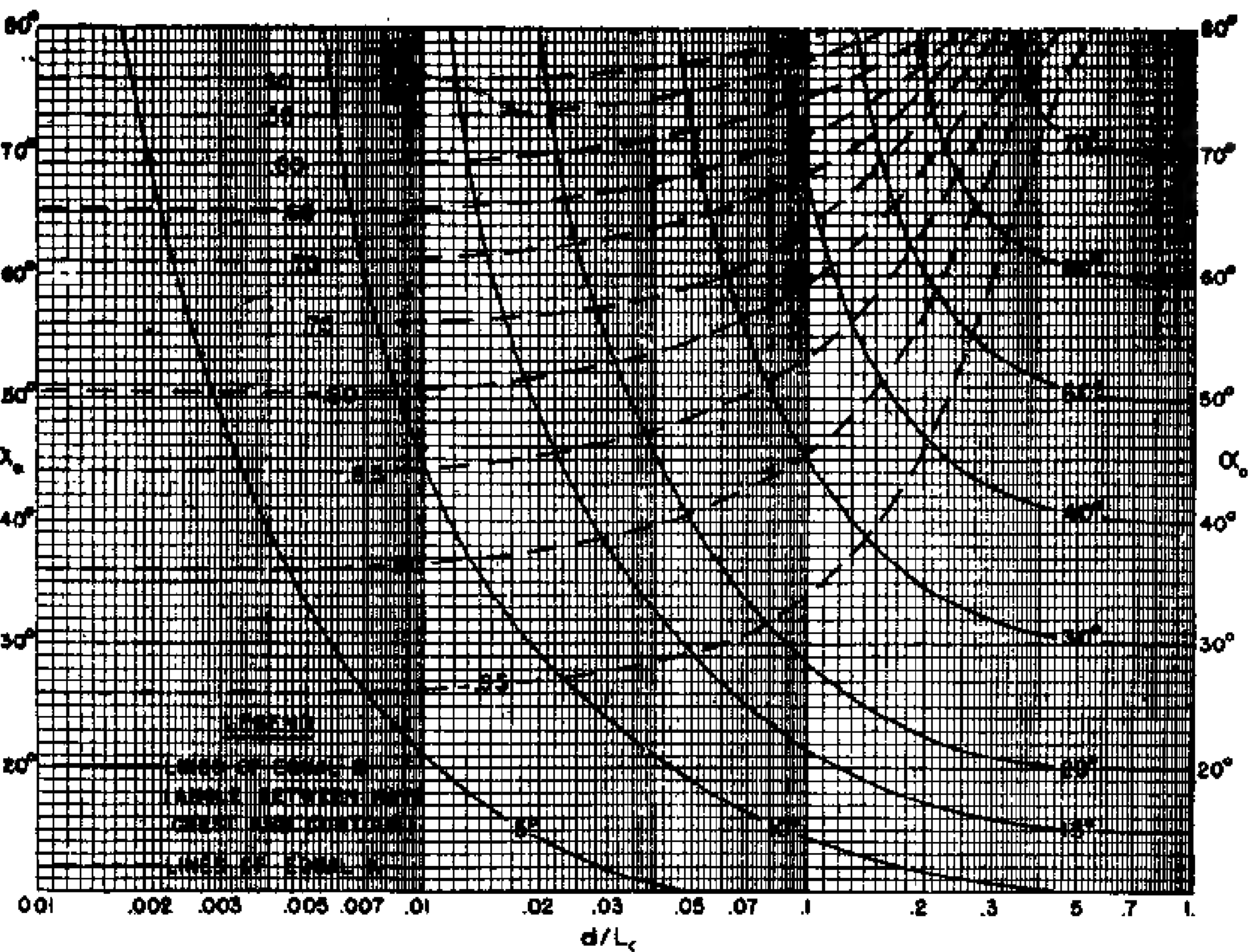


圖 9.19 折射波波高之改正值。

第五節　波浪之應用

一、波浪與船體設計

船隻在海上航行，最主要的兩項要求，第一是航行的速度，第二是船身的穩定度。此等性能，尤以對海軍船艇，最爲重要。因此，海軍在製造各型船艇之前，常需根據波浪之理論，做成多種船體模型，在用人爲製造波浪之船渠中，先作各種適應波浪性能之試驗。然後方可正式進行船體之設計。

二、波浪與海岸工程

海港防波堤之設計，除應考慮流沙阻障以及潮差之條件外，最重要的一點，還是在防止波浪的衝擊，以保障船隻在港內的安全。因此對淺海波浪的性能，乃不可不加以深入之研究，通常海灘之坡度，波浪與海岸的交角，波浪開始破碎時之水深等，均與碎波激浪之高度，發生關係。防波堤高度之設計，若過高則招致工程費用之浪費，過低則不足以發生防波之效用。不僅如此，即堤之坡度與形狀之設計，若能適應波浪形成之趨勢，常可自然減低激起波浪之高度。影響防堤本身設計之降低。

三、波浪與航運

過去對海洋學未作應用方面之研究前，船隻之遠洋航行，均係採用大圈航行法，即在地球球面上，採用最短之距離航行。後發現大洋中之海流分佈情形，於是採用之航路，多係順應海流之情形。自 1957 年起，美國已開始試驗一種順浪航行法，即視海洋中天氣與波浪之情形，隨時改變航向，使船隻保持順浪前進。據悉自東京至舊金山，原爲十八天之航程，若採順浪航行法，即可節省時間達36 小時之多。因此，航海人士，若能熟諳氣象與波浪之情形，當可獲益不少。

四、波浪與兩棲作戰

登陸船隻之登陸作業，除船隻本身的吃水深度與船身長度等，與海灘坡度發生關係外，灘坡波浪之尖銳度，對登陸作業，常可重大影響船隻之損毁情形。登陸作戰之是否成功，即視海灘波浪之情況而定。故海灘與波浪形成之理論，在軍事上，不可不深入加以研究。而波浪之預報，更於作戰前，不

可不予重視。通常在敵人所控制之海灘，假若無海底地形圖等資料，可供預估海灘波浪之情形，即可拍攝航空照片，亦可用以間接推算其灘岸之坡度情形，以及波浪可能破碎時之水深與波高等資料。

五、波浪與海洋工程

所謂海洋工程，乃泛指在海洋中進行之工程，諸如跨海大橋，海上鑽井平台，海洋觀測平台等之架設。均需瞭解波浪之特性方可。最大波浪之發生，也許歷數十年亦少發生。然若巧逢其臨，則從事此等海上作業之人員，必難免此一厄運矣。

習題九

1. 試解釋下列各名詞：

   (一)內浪，(二)長浪，(三)極擺線，(四)定振波，(五)深海波，(六)顯著波。

2. 試述擺線波之進行與水分子間之關係？
3. 試述擺線波之週期速度與波長間之關係式？
4. 試述水分子運動之速度與波浪進行速度間之關係？
5. 試述淺海波之波速，以及波長與波高改變之情形？
6. 試述淺海波水分子之運動情形？
7. 試述波浪形成的原因如何？
8. 風浪和湧浪有何不同？
9. 何謂成熟波浪？
10. 試述波浪開始破碎時之臨界點如何？
11. 風浪預報有那幾種方法？何者係採用波譜法？
12. 假設風暴起自 60 小時以前，延續達 20 小時，距離風暴下風邊緣1000浬處，可能發生之湧浪週期如何？
13. 深海碎波與淺海碎波發生的情形有何不同？
14. 試述波浪對海岸工程之影響情形？

第十章 海流

第一節 概述

海流者，海洋中之水流是也。海水因輻射熱，蒸發，降水，冷縮等而形成密度不同之水團，再加上受風壓，地球自轉偏向力，日月引力等之作用，而發生流動等之現象，乃謂之海流。

若進一步研究發生海流之原動力，可就兩方面來加以分析：

一、就動力之性質分：

(一)熱動力(Thermodynamics)： 海水因受輻射熱，致發生膨脹，而使密度減小。因蒸發作用，使鹽度增加，形成密度增加。最後因不同密度之水團，而發生對流作用之水流。

(二)水動力(Hydrodynamics)： 乃一般作用於流體中之重力，摩擦力，以及壓力差與地球自轉偏向力等是也。

二、就動力之來源分：

(一)來自地球以外者 爲月球與太陽之吸引力。

(二)來自地球本身者 爲重力，離心力，以及地球自轉偏向力等。

(三)其他: 如風力，海水密度分佈，冰之溶化與形成，地震海嘯等，均爲引起海流之原因。

海水受不同作用力而形成水流。此等作用力，有時是單獨發生，有時則係共同發生作用。當共同發生作用時，則爲合成流 (Resultant Current)。唯合成流，仍視合成後何者所佔力量最大，其水流之特性，即視此等作用力之性質而定。玆就各種不同性質之水流，概略說明如下：

一、洋流

乃發生於大洋中之水流。通常有一定之流向與流速。此等洋流，由於形成的原因，有兩點較爲顯著。即受海水密度分佈的不均勻，及大氣環流風帶的影響，因而又可分爲下列兩種水流：

(一)密度流 即不同溫鹽特性之水團，形成不同之密度，以致發生海水之流動，謂之密度流 (density Current)。

(二)吹送流 即一定方向之風，在海面吹過較長時間，空氣與海水之間，因摩擦而產生一種應力，於是使海水流動。這種海流稱吹送流 (Drift current)。

二、潮流 海水受日月之引力，而產生一種潮波。此種潮波，在大洋中並無隨潮波進行之顯著水流，僅在沿岸一帶，方產生潮之漲落現象之水流，乃稱之爲潮流 (Tidal Current)。

三、風流 與前述吹送流之性質完全相同。唯前者，乃指受大氣環流風帶之影響，而發生於大洋中者。通常係伴隨密度流而發生。此處所指之風流 (Wind Current)，則爲在沿岸之陸棚海域，受季風之影響，形成流向與流速不定之水流。

四、補流 某處的海水向他處流動，因流體有連續的性質，別處的海水來補其缺，於是發生海流，是之謂補流 (Compensation Current)。故補流有所謂上升流與下降流。

第二節 海流的形成

如前所述，補流乃他處海水發生流動，從而補其位所發生之海流。潮流的形成，在第十一章之潮汐中，將詳予討論，此處僅略作介紹。本節討論重點，乃風流 (Wind Current) 及大洋中洋流之形成。

任何一種原因所形成的海流，一旦當水流開始，就有地球自轉的偏向力與內部的摩擦力隨之發生，而影響其流速與方向。故在未討論海流之形成前，應先明瞭此兩種作用力的情形。

吾人週知地球之周圍長，在赤道圈上約爲24,660 哩。赤道兩側之緯度圈長，當緯度愈高，則其繞地軸團成之圓圈乃愈小。故當地球自轉時，地球表面附着之流體，乃隨緯度之不同，其相反之運轉速度，亦發生差異。在赤道處約爲每小時 1,000 哩距離；在緯度 40° 處，約爲 750 哩，在緯度45° 處，則爲 700哩。因此，地球在此種情形下運轉，其表面之流體，即產生一種偏向力 (Deflecting Force of Earth rotation) 或稱爲 Coriolis Force (

爲 Coriolis 於 1835 年首次發表）。此種偏向力，乃是一種與運動方向成直角的外力作用。發生於北半球者，使運動方向偏右；在南半球者，則使運動方向偏左。偏向力之大小，隨流速與所在緯度不同而變。設海流速度爲V，緯度爲 ϕ，ω爲地球自轉角速度，則偏向力F，可以下式表示：

$$F = 2\omega\sin\phi \cdot v$$

至於海洋內部的摩擦力，乃因海水的黏性作用而發生。可使動能向四周傳播，而減低流速。同時海水在流動過程中，常有許多小渦動存在，從而更增加內部之摩擦力，此種作用，與黏性相同，故被稱爲渦動黏性（Eddy Viscosity）。渦動黏性的大小，視渦動的強弱而定，比普通流體的黏性要大千萬倍。因此，當海面發生海流，其動能常因渦動黏性的作用，而逐漸傳達至於下層。

一、風流

海面因受風壓而發生水流。此種流動一旦開始，地球自轉偏向力與內部摩擦力乃隨之發生。在北半球，海流的方向偏於風向之右。設風的作用繼續維持，則流速增加而方向繼續偏右。至偏向力與摩擦力的合力，與風力相反而平衡時，則成一定方向之等速運動。假若海洋深度無限，表面流向與風向約成 45°之偏角。至於流速與風速之關係，當風力小於蒲氏三級時，可以公式表示如下：

$$V_s = 0.013\,W/\sqrt{\sin\phi}$$

V_s＝表面流速；　W＝風速；　ϕ＝緯度。

風速影響及於下層海水之流速與流向，可依 Ekman 螺旋圖解法表示之。如圖 10－1 所示，設風向與 y 軸平行，則表面海流如箭矢V所示。流速以箭矢的長度表示，。以下各層的流向與流速，則如0.1 D，0.2 D，0.3D等所示。至D深度時，流向與表面流向完全相反，流速則僅爲表面流速的 0.04 倍。此等影響之深度，謂之摩擦深度。其與風速之關係，可以下式表示之：

$$D = 7.6\,W/\sqrt{\sin\phi}$$

D＝摩擦深度；　W＝風速；　ϕ＝緯度。

通常此等受風力影響之海流，其深度，方向，以及流速等，可由下表之關係，明白表示：

風力影響海流之深度，方向以及流速		
深度（公尺）	方向（度）	速　　度
0	0(45°)	V_o
0.2 D	36	0.53 V_o
0.4 D	72	0.28 V_o
0.6 D	108	0.15 V_o
0.8 D	144	0.08 V_o
D	180	0.04 V_o

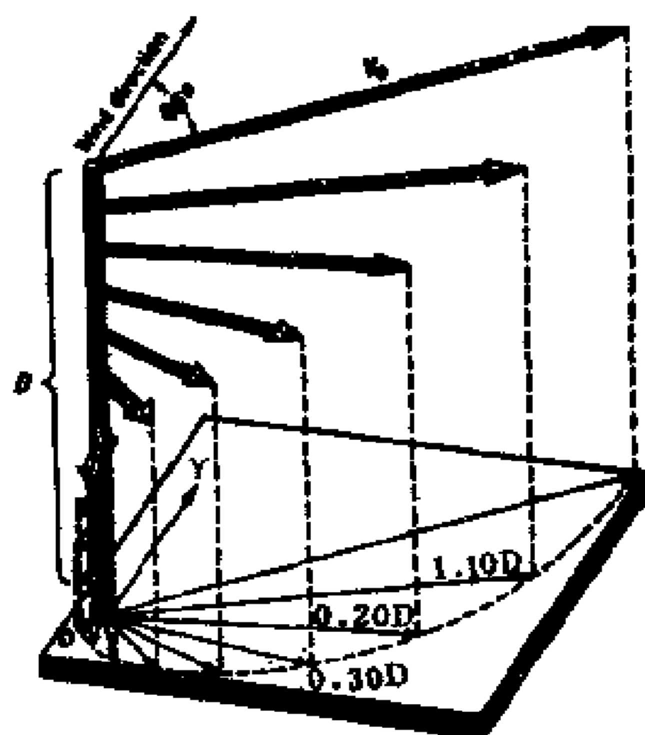


圖10-1　北半球風流之垂直分佈情形。

風流在海岸附近，能使海水會聚或分散。於是發生沉降流或上升流。如圖10－2所示，乃北半球海岸附近，海水受風力作用所發生之水流上升與沉降情形。W表風向，T表流向。圖中上方左側及中間乃平面圖，當風向向外，海流則向海岸流動，故水流會聚而下沉，可從右側剖面圖中明白看出。圖中下方即顯示風向向岸，而海流則向外，故發生水流之分散，於是在沿岸乃有上升流之現象。

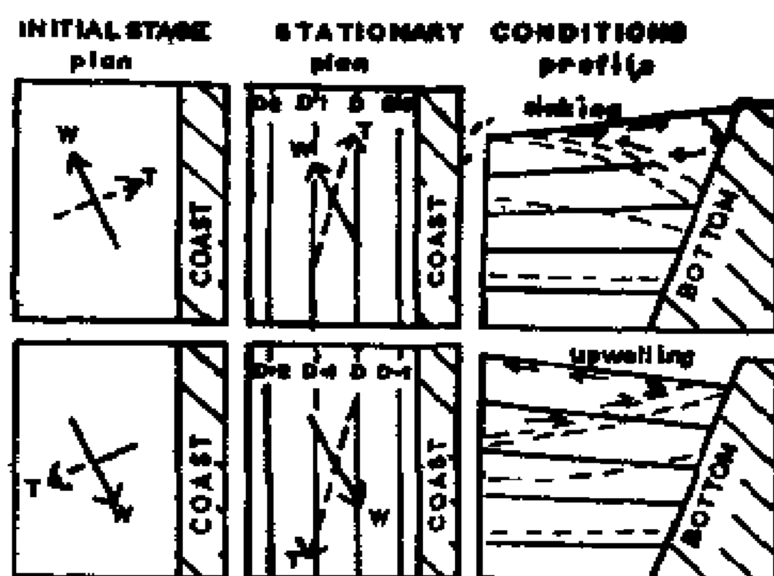


圖10.2　北半球海岸附近之風流。

二、洋流

大洋中所發生之洋流，主要有三大因素，第一是大氣環流風帶的影響，第二是海洋中熱輻射的影響，第三是海洋中鹽度影響所生的循環。後兩者是形成海水密度不均的因素。故一般海洋學家，乃將第一種因素稱爲吹送流(Drift Current)，而將後兩者之因素，則合稱爲密度流(Density Current)。

茲先將後兩因素，所形成之海流情形，說明於下：海洋中受輻射熱之影響，以低緯和中緯區最大，而以高緯區最小。海水受熱膨脹，溫度升高，使密度減小而輕浮。因此促致低緯與中緯區海平面之升高；兩極海水冷縮，溫度降低，使密度增大，促致兩極海水之下降。於是赤道附近之海水，乃有向兩極流動之趨勢。如圖 10—3 所示，乃南大西洋中，沿西經 30 °處，自赤道至南緯 80 °間之一縱斷面。圖中曲線箭矢所示，係表示因熱輻射之影響，所形成之表層海流方向。

海洋中之鹽度分佈，從圖 7－11 中可以看出。近赤道處較小。約南北緯各 20°至30 °處，達於最大。高緯處再行減小。因鹽度和密度成正比。赤道附近，鹽度小，密度小，故海水上升。緯度 20 °至30° 處，鹽度大密度大，故海水下沉。高緯處，鹽度再行減小，故海水又有上升現象。兩極因海面結冰，冰之密度小而呈上浮。下層鹽度增加，故海水呈下降。如圖10–3 中之虛線箭矢所示，即爲鹽度不同，所形成之海水循環。

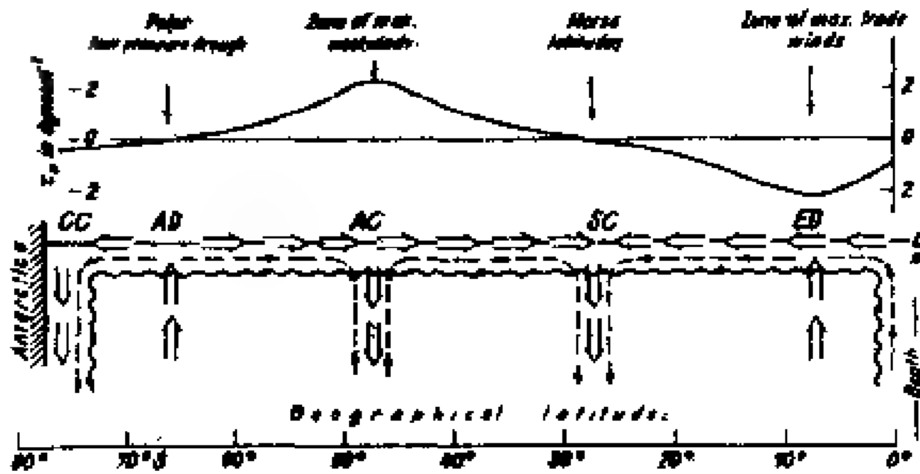


圖10.3　海水因盛行風、輻射熱，以及鹽度之不同所生海水循環。

不同緯度處，因溫度與鹽度不同，所形成海水之上升與下降作用，乃促致表層海水與底層海水之流動。此種流動，一經發生，即同時受有地球自轉偏向力的作用。而形成所謂密度流。密度流即係密度的分佈不均，進而使各水層的壓力分佈也有差別，因此發生海流。壓力相等的平面，稱爲等壓面。等壓面常係以重力位能相等之平面（即等位面，或水平面 (Level) 爲標準。

設等壓面與等位面平行，則海水不流動。設等壓面與等位面成斜交，則海水受重力分力的作用，開始沿等壓面的斜坡流動。如圖 10－4 所示，當水流一旦開始，同時乃有地球自轉偏向力的作用。在北半球偏於流向之右方。此一偏向力與等壓面上重力分力之作用互助抵消時，水流乃成等速進行，其流向則與斜坡的等高線平行。

等壓面的斜坡愈大，則水流愈速。假設等壓面與等位面的交角爲 ip ，地球自轉角速度爲 ω ，重力加速度 g ，地方緯度爲 ϕ ，則水流速度 V ，乃可計算如下式：

$$V = g \frac{ip}{2\omega \sin \phi}$$

在中緯度處，最大的表面流速，約爲每秒一公尺。或每小時 2浬。即相當於等壓面的坡度，每公尺上升一厘米。此種坡度，實際甚難觀測，故需用間接方法計算之。

計算等壓面坡度，必先要知道等壓面對基本水平面的高度。所謂基本水

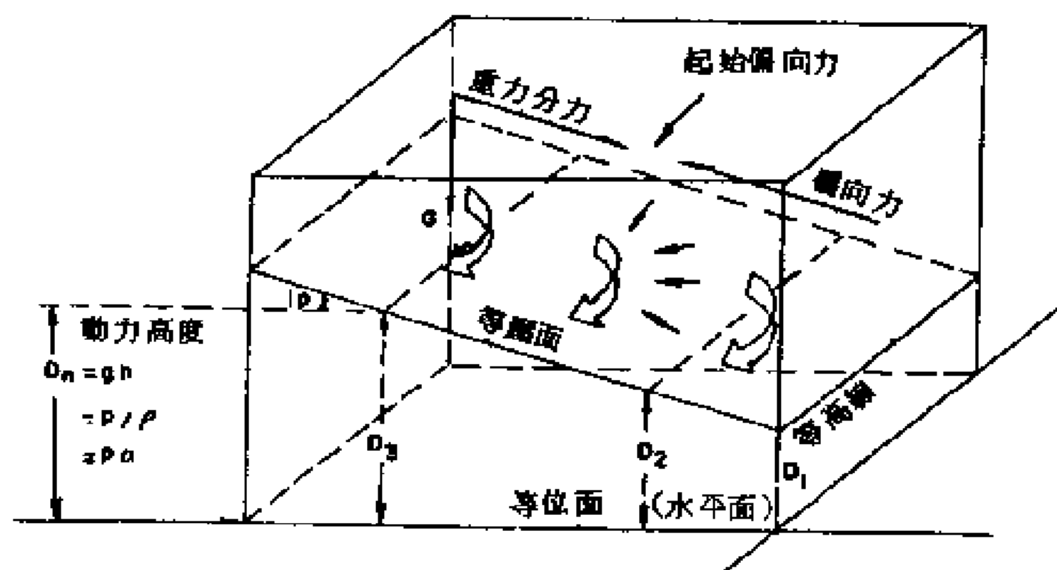


圖10.4 北半球所生之温鹽流。

平面，就是海流影響到此為止之水層深度面。此水層處之等壓面剛好與等位面相合。以此面為基準，從而計算其上方之等壓面之動力高度。此種高度，係以動力米計量。動力米D，為重力加速度g與海水深度h之乘積。即D＝gh 。又壓力為海水密度ρ，及重力加速度g與水深h之乘積，即$p=\rho \cdot gh$。故$D = p\ 1/\rho\ =\ p\alpha$。$\alpha$為$1/\rho$，即密度的倒數，是為比容。可從觀測海水的溫度與鹽度，加以計算而得。因此，等壓面上各處之高度動力米，亦可計算而得。

通常在海洋中，由許多測站的溫鹽觀測結果，可以計算自基本平面至某一等壓面之動力高度。用此等動力高度，乃可描繪一等高線圖，是之謂力學地形圖（Chart of Dynamic Topography），如圖10－5 所示，即表示海面（等壓面）對於基準平面的動力高度分佈情形。海水開始流動時，係自高處流向低處，但一經流動，即受偏向力影響，在北半球，使水流偏向右方，直至重力與偏向力平衡時，水流乃成等速與等高線平行流動。從力學地形圖上，假若吾人順着水流方向，可見水流右側之動力高度，常高於左側之動力高度。流速則與等高線之間隔距離成反比。

海洋學家實際觀測海水之溫度與鹽度，以間接計算海流之速度時，通常係應用 Bjerknes 之環流公式：

$$V - V_{\circ} = \frac{p(\alpha_B - \alpha_A)}{2\omega\ L\sin\phi}$$

式中P表示上下層壓力之差，α_B與α_A為A，B兩測站上下層的平均比容，L為兩站間之距離，ω為地球自轉角速度。ϕ為地方緯度。設下層的流速

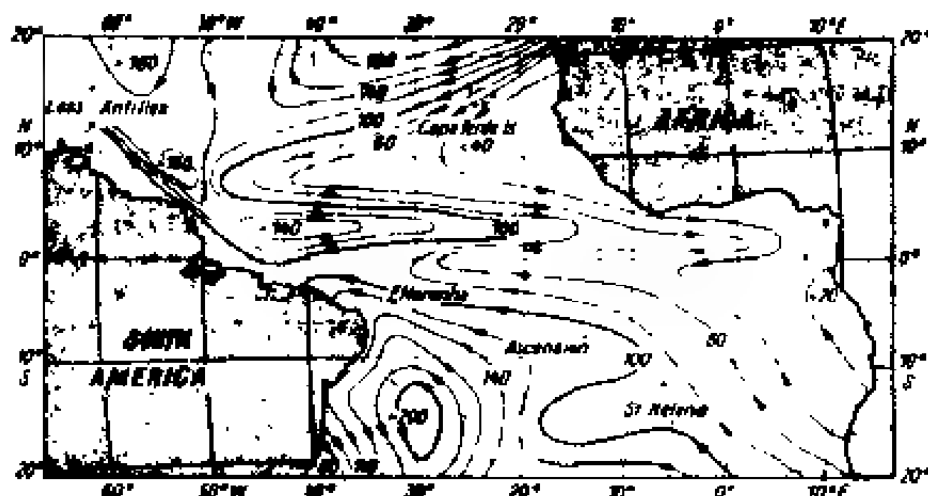


圖10-5　力學地形圖

V。係零，則上層流速V，即可計算而得。

海洋中受第二第三種因素，即溫度與鹽度（或稱水團）之影響，而形成密度流。再加上第一種因素，即大氣環流風帶之影響，乃在大洋中形成一種有規則之洋流。其中尤以風帶之影響最大。茲再介紹於下：

大氣環流風帶，如圖10－6所示，W表風向，C表流向。低緯貿易風帶，在北半球，風向係東北，依 Ekman 法則，因受地球自轉偏向力之影響，故成爲自東向西之流向。在北緯30°至60°之間，係西風盛行帶，故流向則係自西向東。在南半球者，其流向偏於風向之左。即在低緯貿易風帶、流向係自東向西，在西風盛行帶，則係自西向東。此種情形，在圖10－3所示之剖面中，係以雙線箭矢表示。在該圖中，CC係表示大陸緊滙流，AD



圖10-6　大氣環流風帶所形成之海流。

表示南極輻散流，A C表示南極輻聚流，S C表示亞熱帶輻聚流，E D表示赤道輻散流。

據若干海洋學家研究結果，風帶對於水團之運送，甚爲可觀。如圖10-7所示，右側乃表示風帶吹送方向，及所加風壓大小之情形。左圖中之曲線箭矢，乃表示流向。曲線上所註之數字，乃表示流量。兩線間，海水之流量，係以每秒 10^6 立方公尺爲單位。如在黑潮處，海流所能運送之水體，約爲 70×10^6 每秒噸計。

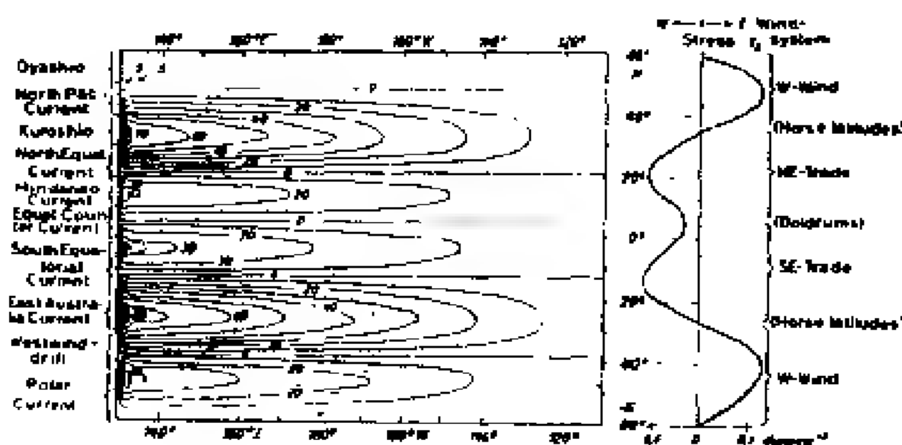


圖10-7 太平洋中因風之影響所形成海流對水之平均運送量。

三、潮流

海水因受日月兩天體之引力，而發生漲落潮之現象。其中尤以受月球之引力，所發生之影響最大。玆單就月球所引發之潮流，簡單說明如下：

地球上某點起始相對月球，當其自轉一週，再對月球所歷之時間約24.84 小時內，通常乃有兩次高潮與兩次低潮之現象。水位上升達最高位置時（卽地球與月球連線之兩端表面）稱高潮，水位下降至最低位置時（地球表面與月球成直角方向之面上）稱低潮。自低潮至高潮，海面逐漸上升所經之時間，約爲6小時 12 分，稱爲漲潮 (Flood)。反之，自高潮至低潮，海面逐漸下降所經之時間，亦約6小時 12 分，稱爲落潮 (Ebb)。

漲潮與落潮之現象，在外洋中不甚顯著，其受月球引力擾動，所能升高之水面，約爲35.6 厘米，低潮時能降低之水面，則約爲17.8 厘米。於朔望時受日月共同之引力，所能升高之水面，亦僅爲 52 厘米。下降最大，亦

僅爲 26 厘米而已。然而海岸附近，因爲地形之影響，常在海峽，港灣，以及河口等處，能形成潮差很大之漲落潮現象。

上述漲落潮之現象，在地球表面上，係隨地球與月球之運轉關係，成爲一種波形進行，是之謂潮汐波。潮汐波具有長波的性質。即當其在外洋深海中傳播時，不容易覺察水流之存在。但當其一旦接近陸棚近海，則潮流乃顯著地隨潮波之漲落而發生。

不管漲落潮之現象，是爲潮汐之自由進行波，或爲反射之定振波。對於發生於海岸附近之漲落水流，吾人通常均以海面上升時所生之流爲漲潮流，以海面下降時所生之流爲落潮流（在外洋中，潮汐波爲自由進行波時，則所謂漲潮流，乃自高潮前三小時至高潮後三小時之流動，即波高在平均海平面以上時之流動；落潮流則爲低潮前三小時至低潮後三小時間之流動，即波高在平均海平面以下時之流動）（參閱圖 9－3 之進行波與定振波之水分子流動情形）。

由前所述，吾人欲知海洋中某處海流之情形，必先知該處係受何種因素之影響最大，方可決定。一般說來，陸棚近海中，多受潮流之控制。而外洋深海中，則係爲有規則之洋流。本章以下各節所述，乃指後者之洋流；前者之潮流，將於第十一章中，再行論及。

第三節　世界表層海流概概

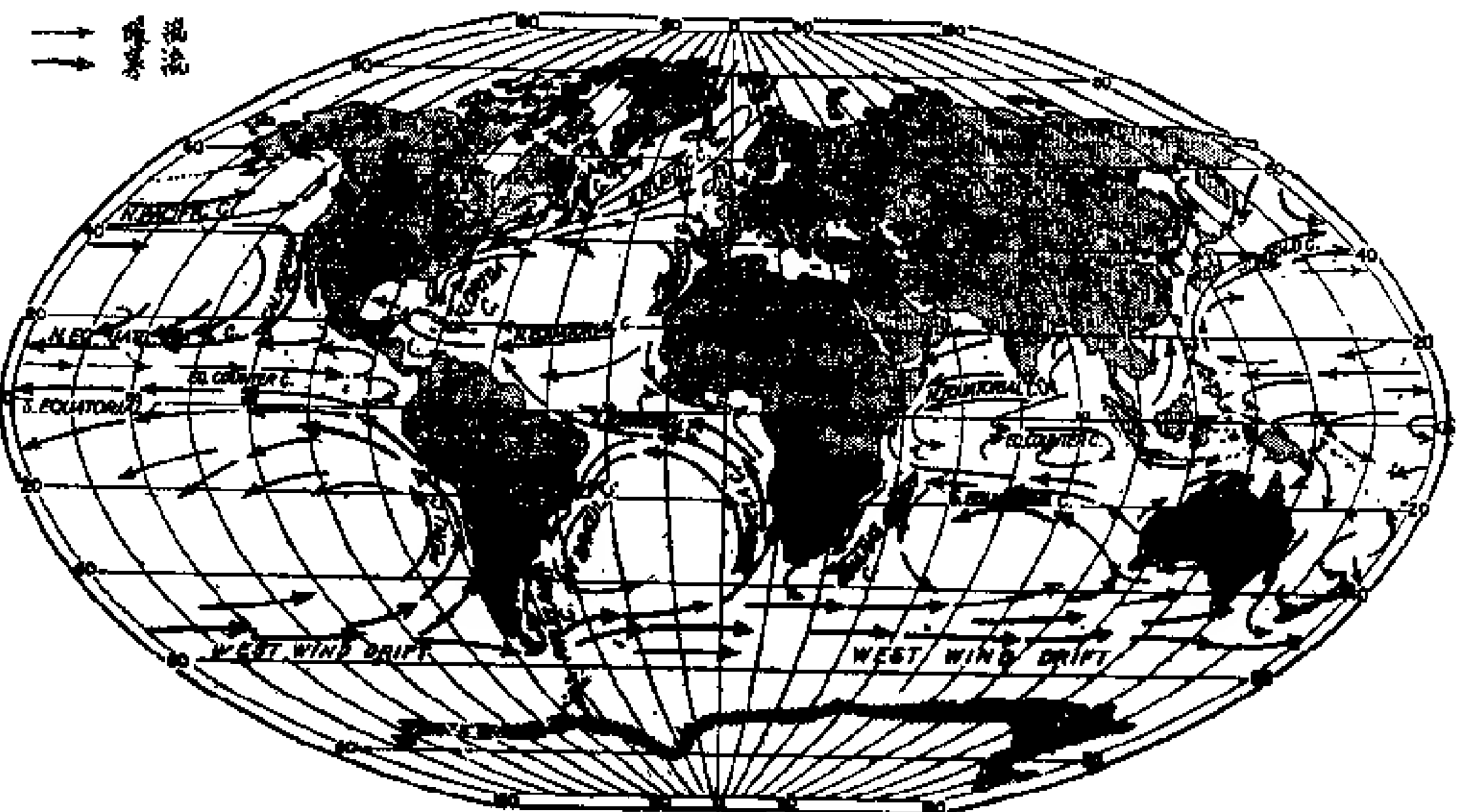
洋流雖是受風帶及密度等影響而爲有規則之流動，但仍受海岸形態及海底地形等之影響，而形成無數流向流速以及流量等不同之海流，分佈於世界各海域。圖 10－8 所示，爲世界洋流之概圖。爲通常所見洋流圖之一種。茲就世界上主要洋流之分佈情形，分述如下：

一、北太平洋之洋流

(一)北赤道流 爲沿北緯 10° 左右自東向西之海流，主要係受東北信風（貿易風）之吹送。流速約一浬。

(二)黑潮 北赤道海流流抵菲律賓群島東方海上，即轉向北進，其主流經台灣東海岸至琉球群島與東海之間。此段實爲黑潮之根源部。流速約爲每小時 2 浬。黑潮流抵台灣南端，分支通過巴士海峽，再分爲二。其一經台灣海峽北上。另一則呈向左迴旋之現象。

黑潮主流在沖繩島西方外海，以約 30 浬至 120 浬之寬度，向東北進行



暖流
寒流
N. PACIFIC C.
N. EQUATORIAL C.
EQ. COUNTER C.
S. EQUATORIAL
WEST WIND DRIFT
WEST WIND DRIFT
EQUATORIAL C.
EQ. COUNTER C.

圖10.8 世界洋流概略。

，再分主流與支流，此時主流在奄美大島與九洲之間，向東北流行，再出太平洋。支流則進入東海北上。再分支後，一入中國黃海，一經對馬海峽，進入日本海。

流向太平洋之黑潮主流，經土佐外海，在潮岬外海自 20 浬至 60 浬處，逐漸接近陸岸。更北上向三宅島與八丈島間流行。在此處以每日 40 浬至 80 浬之高速前進。自經野島崎後，其流幅增寬，而流速減小，每日僅約20浬至 30 浬。

(三)西風漂流 爲黑潮末端成扇形擴張，乃受西風吹送而形成之海流。又名北太平洋流 (N. Pacific C.)。

(四)加利福尼亞流 爲西風漂流之末端，流抵阿拉斯加附近，轉其進路，沿北美洲西岸南下之海流。此流爲寒流，爲北美洲西岸各港灣生成海霧之原因。

(五)親潮 爲自千島列島之西向西南方流下之寒流。與黑潮及西風漂流形成極前線而相連接。以此線爲界，在暖水部份呈藍色，在冷水部份呈綠色。

(六)反赤道流 爲南北兩半球之赤道流，同向西流，當抵達太平洋之西端，即反轉其方向會合後，再沿赤道向東流之海流。自七月至十月間，每日約有 60 浬至 80浬之流速。

二、南太平洋之洋流

(一)南赤道流 與北半球之北赤道流相同。主要係受東南貿易風之吹送而成。自東向西，然後逆時針方向流動。

(二)東澳洋流 爲南赤道流之末端，南下流抵澳洲東岸之海流。其性質與黑潮相似。唯流經島嶼甚多，故不甚顯著。

(三)南太平洋之西風漂流 爲寒冷南極洋之水向東北方向流動而又爲偏西風所吹送者。故與北太平洋之西風漂流主要係爲黑潮末端之連續者相異。

(四)祕魯洋流 爲南太平洋之西風漂流，向東流抵南美洲西岸再向北流之海流。此流早經 Humboldt 研究，故又稱 Humboldt 流。係將南半球高緯處之冷水，使向北流，對南美洲之氣候影響很大。其末端即連接南赤道流而爲其補流。

(五)合恩角流 在西風漂流之末端，其一部份北流以形成上述秘魯流。其殘餘部份經南美洲南端合恩角東流，而入南大西洋，即爲合恩角流 (Cape Horn Current)。此處爲古來航海者最感困惑之處。以其流速特大，而風暴

甚多之故也。

三、印度洋之海流

(一)北赤道流 在印度洋赤道以北部份，係自東向西之流，本與北太平洋及北大西洋之赤道流性質相同。唯因印度洋之海域較小，僅止於北緯20°左右，且受岸形之影響，故於流抵非洲東岸後，即成反時針方向轉流而成反赤道流。

(二)反赤道流 北赤道流抵達非洲東岸折轉其向左廻，與南赤道流同式右廻轉向後，合成爲東流之顯著海流。形成自桑吉巴至棉蘭流動之向東流。夏季在赤道附近之流速甚小。

(三)南印度洋環流 在南緯10°至30°處，有自東向西之南赤道流。抵達馬拉加西後，其一部轉向南再偏東南而爲東向流，並形成西風漂流之一部份。此西風漂流逕向東流，抵達澳洲海岸轉向北進，復歸納於南赤道海流，而形成一大環流。

(四)阿哥拉斯流 (Agulhas Current) 南赤道流之一部流抵馬拉加西附近，一部南流後再向東流，已於上述。另外一部通過其北端而與非洲大陸衝突。至 Cape Delgado 附近，更分爲南北二流。其北流形成反赤道流之一部份。而大部份則向南流入莫三鼻克海峽。此流通過海峽，沿非洲東岸南下，而爲阿哥拉斯流。其流速常爲3至5浬。

(五)西風漂流 與在南太平洋者相同。發生於南緯40°至60°之間。因該緯區無大陸之阻擋，故此一西風流，乃形成圍繞地球一周之海流。

四、北大西洋洋流

(一)灣流 (Gulf Stream) 爲相當於太平洋之黑潮之洋流。此流之主源爲南北兩赤道流。即南赤道流接近南美大陸時，分成南北二流，其中北流即向西印度群島流行，更與北赤道流會合。此時因地形關係，迫使沿圭亞那海岸通過小安地列斯群島之間，經加勒比海繞墨西哥灣而向弗羅里達海峽擠出。形成鹽度甚大之暖流，即稱灣流或弗羅里達流 (Florida C.)。其流速平均爲二浬半，有時超過五浬。其流經寬度約爲50浬左右。其後更向北美東岸流行。迨抵達紐芬蘭島附近，即與寒流的拉布拉陀流 (Labrador C.) 形成極前線而相遇接。灣流以其流速之強，溫度之高，以及水色之呈深藍，與呈綠色之冷水間，有極鮮明之界限，故成爲世界上著名之海流。

(二)拉布拉陀流 (Labrador C.) 爲自拜芬灣經大衛斯海峽南下之寒流

，抵達紐芬蘭之外海與灣流會合，即潛降於其下而為潛流。自極地區挾冰山南下者，即爲此流。

(三)北大西洋流為在灣流之末端，因有偏西風之吹送而生成之海流。其大部份在英倫三島與冰島間向東北進行而入挪威海。其後更分爲二。一入巴倫支海，另一即自斯匹兹卑爾根群島之西側北上。

(四)加那利流(Canaries C.) 爲自北大西洋海流之一部南下後，抵達加那利群島附近，復轉向西南方流行之海流，其末端復歸納於北赤道流。

(五)北赤道流主要係受東北貿易風影響，自東向西之海流，在其西端轉向北進，乃形成灣流之一部份。

(六)東格陵蘭流爲自格陵蘭島東方南下之寒流，春季能自極區挾大量冰團南下。

(七)幾內亞流(Guinea C.) 爲相似於赤道逆流之海流。東流入幾內亞灣。

五、南大西洋之洋流

(一)賓嘉拉流(Bengula C.) 爲沿非洲西岸北流之寒流。越過南緯6°沿岸海域，乃離岸轉向西進，而與南赤道流會合。成爲南赤道流之補流。

(二)南赤道流沿赤道附近自東向西之海流，當其流抵巴西東岸時，受聖洛克岬攔阻，分成兩支。一支向西北進行，流入加勒比海而成爲灣流之一部份。一支沿南美東岸南下，即爲巴西海流。

(三)巴西流(Brazil C.) 爲南赤道流沿南美東岸南下所形成之暖流。其南端與福克蘭流及西風漂流，連接於極前線。

(四)福克蘭流(Falkland C.) 爲西風漂流通過南美大陸南端福克蘭島間，沿南美東岸北上與巴西流在綠爾得斯外海相會合。

(五)西風漂流與印度洋及南太平洋之西風漂流相同。抵達南非洲南端好望角附近時，一部北上成爲 Bengula 流之源流。

第四節　深海洋流

外洋深海中，水之流動情形，至今尚無確切之了解。甚至深海中水團之運動，有的海洋學家認爲不能稱爲海流，因其係海洋中水團之廣大範圍之移動，而非挾窄局部之水流。

據 Wyrtki (1961) 指出：外洋深海水之流動，並非單靠風力之作用。最

重要者，乃受熱鹽之影響。其作用情形可分四點說明如下（參閱圖 10 － 3 ）：

(一) 表層海水受熱，在表面發生向極之流動。

(二) 在高緯度處，水之密度大而下沉。

(三) 深海中水團之移動，係自兩極流向赤道。

(四) 上升之深海水，常通過斜溫層，進入表層。

發生於表層之向極流，多爲海洋西側之洋流（Ocean Current）。在低緯處，爲補充表層向極流發生後之空缺，其通過不連續層而上升之水流速度，常在每秒 2 至 5×10^{-5} 厘米之間。此種熱鹽循環之總量，約在每秒三百萬至一千萬立方公尺之間。並隨後加入表層之洋流中。此種海洋西側深海界流（Boundary Current），因摩擦與惰性等作用，經計算其流幅寬度，約在 100 公里左右。其他地方之流動，則非常緩慢，且受水平擾動之影響甚大。

由於風流所形成者，乃亞熱帶之輻聚，南極輻聚，高緯處之深水上升，以及南極中層水之下降。此種情形，當然亦是導致深海水流之因素。

根據 Stommel (1960) 之理論，認爲深海水之流動，乃起源於兩大深海冷水團之作用。此兩大冷水水團，一係位於北大西洋中；一係在 Weddell 海，該處乃南極底海水之源泉地。

如圖 10 － 9 所示，北大西洋深海水團之形成，一係在高緯處，由於冬季寒冷水之下沉，一係由於地中海之高鹽度水之流注。此一寒冷之高鹽度深海水團，在北大西洋之西側，當中層以上海水發生向極之流動時，於是在深海中，隨之產生向南之界流。同時擴散而有向東並轉向北之流動。向南界流

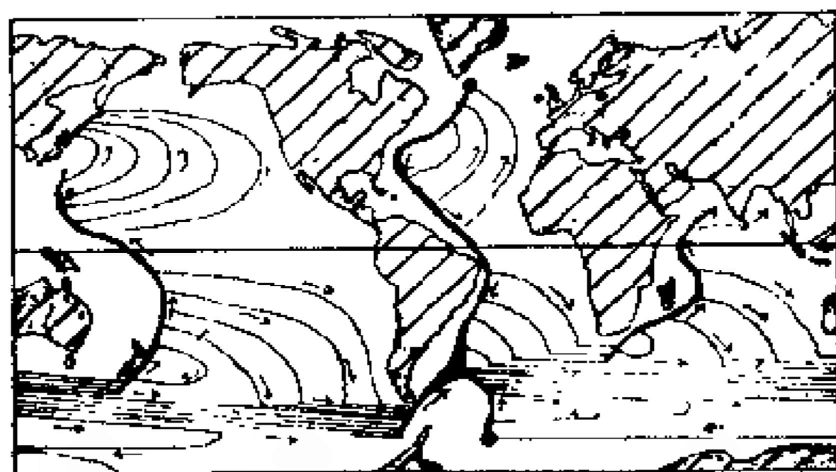


圖10-9　世界海域之深海洋流（採自A.M.King.1969）。

，繼續向南流過赤道，當抵達南緯約 35° 處，即遭遇源自 Weddell 海之向北深海流，至此，兩流合成轉而向東。並於南冰洋中，產生一強大之區域流，環繞南極洲流動。

在大西洋中，根據實際觀測溫度與鹽度的結果，發現有一舌形之低溫低鹽水團，自南極洲海岸，向北伸展，跨過赤道，直達北緯 35° 左右。在其上方，則為一高溫高鹽度之舌形水團，自北大西洋向南伸展以抵於南緯 40° 處（如圖 10－10）。由於此等水團之分佈，於是乃促致深海水之自北向南移動（圖 10－10 中之下圖）。圖中所註數字，乃表示水團之流量，其單位為每秒百萬立方公尺。從此等數字及箭矢表示中，乃可看出上下層及海底發生環流之情形。

在太平洋中，Stommel 亦認為在西側有一深海界流存在。但其情形與大西洋者不同。其流向自南至北而抵於北緯 30° 處，在該處與一向南之界流相遇。此等不同，乃因在太平洋中，缺少一深海水團之源泉；在此海域中，深海水流之來源，實係出於南冰洋中自西向東之水流，當其抵達紐芬蘭之南方，再行進入太平洋之海域也。此等海流在南太平洋中，呈順時針方向之擴散。在北太平洋之西側，其運行方向，與 0° 至 35° 間之向北流分開，但與

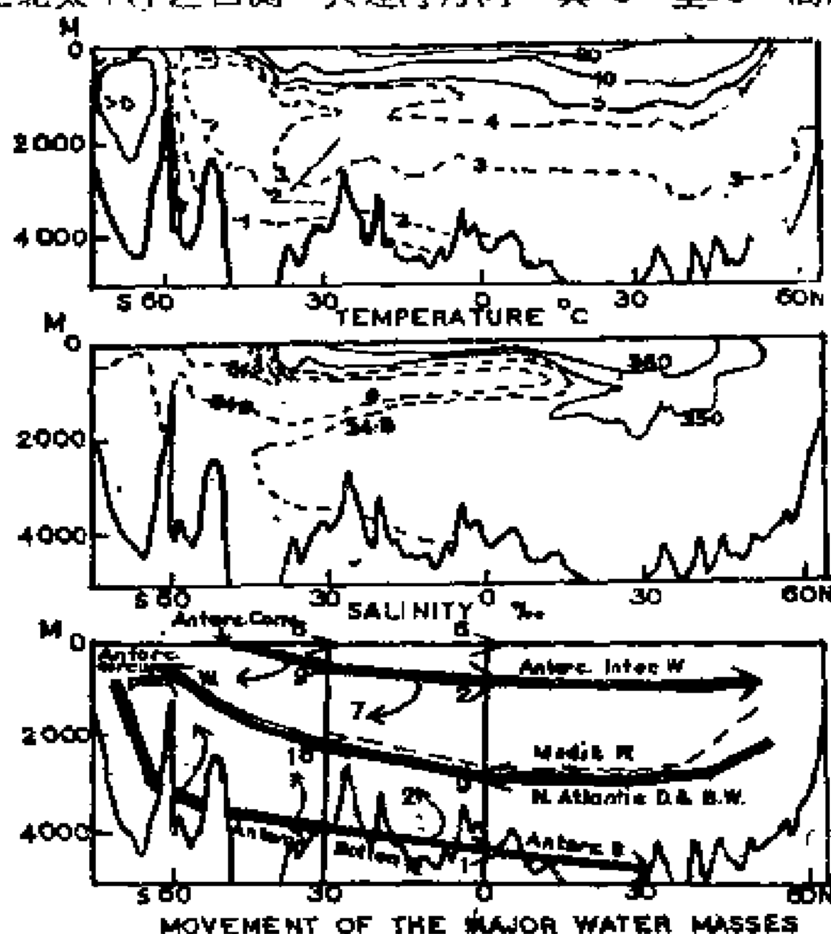


圖 10－10 大西洋中主要水團之移動情形上爲溫度分佈，中爲鹽度分佈，下爲水團之南北流動。

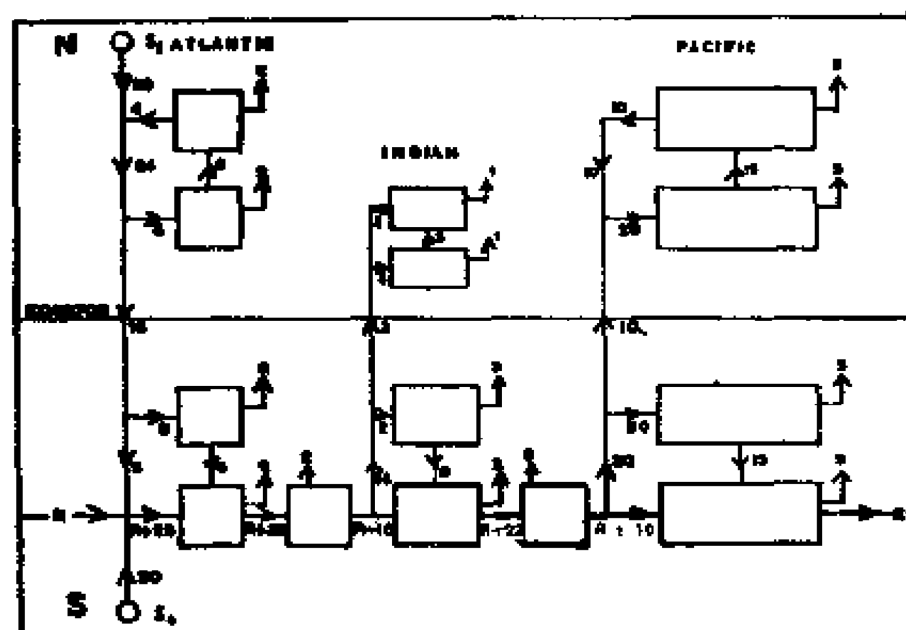


圖10-11　深海水團流動量（單位每秒百萬立方公尺）。

北大西洋一樣，係呈反時針方向之流動。

發生於印度洋之深海水流，與南太平洋者，甚爲相似。在其西側成向北之流動，而於中央低緯處，分別成向東再轉南，及在赤道以北者，則成向東之擴散。

Stommel 及 Arons (1960) 同時亦估算過此等深海水團運動之流量情形。如圖 10－11 所示　在北大西洋之北方水源，所形成西方界流之南移水量，約爲每秒二千萬立方公尺。此乃假定在 1,500公尺之水深處，無水流之運動。其在 Weddell 海之水源，估計亦爲每秒二千萬立方公尺。故此兩處深海水源，合計共可產生每秒四千萬立方公尺之水流。由此兩大水團運動，跨過赤道進入北太平洋者約爲每秒一千萬立方公尺，進入北印度洋者則爲二百萬立方公尺。其他之運行與補償情形，可從圖中方塊箭矢所註數字，明瞭其大概。此等數字之單位，係爲每秒百萬立方公尺。

第五節　洋流對人文之影響

一、洋流與氣候

洋流有暖寒之分，暖流將低緯處之暖水帶往高緯處；寒流則將高緯處之冷水帶往低緯處。因此可顯著影響鄰近此等洋流附近陸地之氣候。蓋暖流所

經之處，氣候溫和，雨量充沛，人類文明因而發達與進步。例如西歐與北歐，因受大西洋灣流之影響，緯度雖高，但仍利於生產，故人烟稠密，文化甚高。寒流所經之處，則氣候寒冷，雨量稀少，且蒸發甚強，故沿海陸地，多乾燥氣候。因此，可影響物產與文明之顯著落後，如南非與南美西岸等即是。

二、洋流與航運

船隻順流航行，可增加航速；逆流航行，必減低航速。故航海者，若能明瞭海流之分佈情形，乃可避免逆流，利用順流，以節省航行時間，提前抵達航行目的地。

除此以外，海流可使船隻漂離實際航線之外，不僅迂迴浪費航時，且易發生觸礁擱淺等情形，而造成海難，發生船沉人亡之事故。故航海者，對海流之情形，不得不格外注意。

三、洋流與港埠水利工程

海流可影響海岸形態之變遷，已於第三章海洋地形中，詳予分析。因此，吾人在設計海岸港埠等工程時，必先研究海流之影響情形，庶幾方能發揮其效用。

四、海流與海埔新生地

海埔新生地之形成，主要乃受海流之影響。海流可將泥沙淤積於某地，亦可將某處之泥沙沖洗運走，凡此，端視海流在該處之流動情況而定。故吾人若對海埔新生地作適當之規劃，乃必需先對海流之情形，作徹底之研究與了解。

五、海流與海底油礦之開採

油礦之形成，乃係海洋微古生物，沉積於海底，經若干年代後，逐漸變化儲積於沉積岩內。是故，沉積之發生，乃是形成油礦主要之條件。然而海流之分佈，卻又主宰着海洋沉澱之情形。蓋海流強大之處，不僅難以發生沉積，且將冲刷海底，形成海溝等深淵地形。唯有海流微弱及發生迂迴流動之海域，最易形成沉積盆地。因此，吾人欲明瞭海底油礦之分佈情形，應當亦具備海流之知識。

除此以外，在開採油礦時，從事海上鑽井等工程，海流對有關工程之進

行，影響亦巨，故亦應注意及此。

六、海流與發電

海流乃經年不息且流向流速均呈規則之水流。故實爲利用發電之最佳能源。世界各國利用潮流發電者甚多，但利用洋流發電者，甚少報導。蓋洋流所經之處多在離海岸較遠之大洋，故興建發電水壩與廠房，甚爲困難。然台灣則爲利用洋流最理想之處。因黑潮經過台灣東岸，流向定而流速強。且在此一洋流中，有天然之島嶼蘭嶼與綠島矗立其間，乃形成了天然之阻擱水壩。除此以外，尚有台東新港附近突出之三仙台，更爲興建發電廠，利用洋流發電之理想處所。據筆者初步估計，若在三仙台，及綠島西北之南寮村，興建水閘，分別裝設八至十部渦輪發電機，則前者當可發電在 200 萬千瓦，後者可發電在 400 萬至 500 萬千瓦左右之電量。

七、海流與漁業

多數海生動物，不像陸上動物具有調節器官，以適應突變而嚴重的環境變遷。祇要海水裡有極微的改變，牠們便會非常靈敏地感覺出來。因此，海洋中些微的溫度變化，便可把海洋的生物區分爲若干類別。而洋流往往又是溫度調節的動力和媒介。因此海水流動的情形，把海面分爲若干區域，把海水又分爲若干層次。於是在各區域在各層次之海水中，乃有不同魚類之活動。於是某一魚類，乃有隨洋流活動之遷徙情形。

海流之擾動作用，可使海底之沉澱營養物，懸浮於海中，以供魚類覓食。因此理想之魚類活動場所，常爲具有營養豐富之大陸棚而又有海流擾動之海洋。美國甚至曾研究，以一核子反應器，放置於選定之海中，以加熱海底水溫，產生垂直海流。以擾動海底營養沉澱，供魚類覓食，從而變成人造漁場。

我國沿海尚有爲數不少之漁民，以從事養殖牡蠣或捕撈貝蛤及貽貝等爲生者。此等海生物，乃直接吸取海水中浮生物，以及碎屑類之有機成份，而藉以成長。如牡蠣之覓食活動，實似一抽水之泵，每天通過其組織之海水，多達一百加侖以上。故欲達成此等作用，乃必須藉漲落潮之流動。從而牡蠣之養殖，即需選擇潮流影響甚大之海岸附近爲佳。

習題十

1. 試述促使海流發生之原動力如何？
2. 何謂密度流？

3. 何謂吹送流？
4. 試述 Ekman 解釋風流發生之情形？
5. 試述大洋中，海水因受輻射熱與鹽度不同之影響，所發生洋流之情形如何？
6. 試述海水因密度不同，其受重力與地球自轉偏向力所發生海流之情形如何？
7. 何謂力學地形圖？
8. 試述太平洋海域表面洋流之情形？
9. 試述外洋深海水流動之原因如何？
10. 試述引起深海水流動之兩大冷水團之源地何在？

第十一章　潮　汐

第一節　潮汐現象

一、概述

海平面由於受天體引力之影響，而形成週期性的變化。假若吾人安裝一水尺於無風浪影響之海港，連續讀取水尺上海水面漲落之數字，並將此等數字記錄於一方格紙上。方格紙之橫座標代表觀測之時間，縱座標則代表水面之高度。結果必如圖11－1所示，呈一週期性之曲線。此一曲線之最大值，約發生於每12 小時25 分鐘，即相當於太陰日之一半。因此吾人可立刻觀測而得，此種現象與天空中月球之位置，存在着一種密切之關係。曲線之最小值，常發現在每一高潮之後，約6小時12 分鐘。因此，在約24 小時之間，乃有兩次高潮與兩次低潮。在此情形之下，吾人乃稱之爲半週日潮(Semi-diurnal)。其最高者稱高潮（HW），最低者稱低潮（LW）。

假若吾人隨太陰月繼續作觀測，將發現最大之潮差——即連續之高潮與低潮之高度差——，約產生於每月之朔望，而最小之潮差，則產生在上下弦時。因此，吾人乃知潮汐現象，係由日月之共同作用所引起。

圖11-1　潮汐曲線。

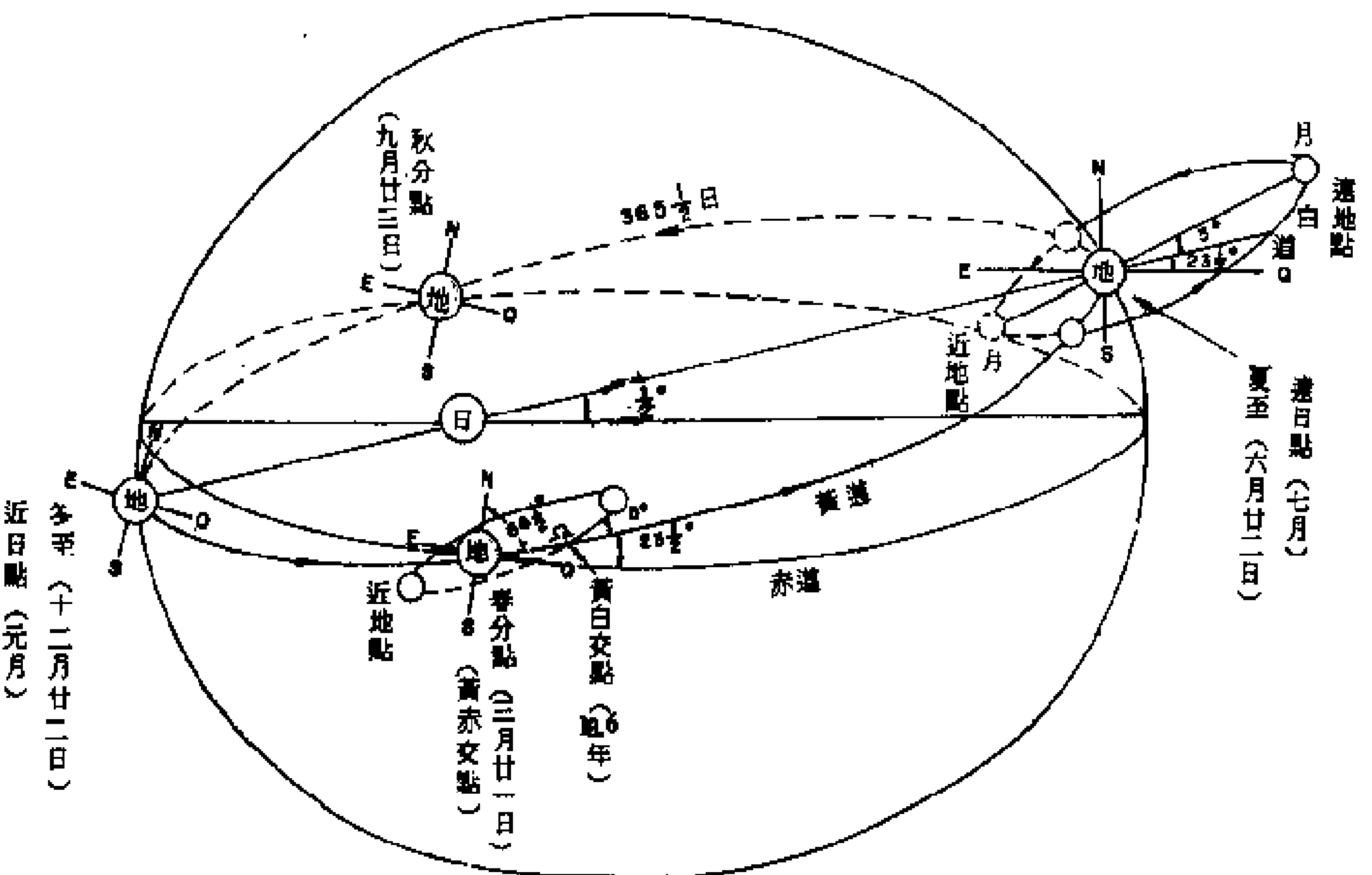


圖 11-2 影響潮汐之主要天文因素。

二、日月運行所生平衡潮汐

影響潮汐之天文因素，不外下列三種情形：

(一) 月球環繞地球在一橢圓形軌道上，以29 ½日公轉一週。

(二) 地球環繞太陽在一橢圓形軌道上，以365 ½日公轉一週。

(三) 地球以24 小時或一太陽日，自轉一週。

假若此等運行，僅在地球之赤道面上進行，則難規則地以每兩星期間隔，將交互發生日月蝕現象，但對潮汐之預測，將非常簡單。然因事實上，地球之自轉軸，係與運行之黃道，或繞太陽運行之軌道面，成 66 ½ °之角度。同時月球運行之軌道，則與黃道呈 5 ° 09′ 之傾斜（圖 11－2）。

太陽之赤緯變化，夏至在北回歸線上位於正午天頂時，可達赤道以北 23 ½ °。冬至在南回歸線上而位於正午天頂時，則達南緯 23 ½ °（圖 11－2）。在此等時候，又因為月球之運行軌道，與黃道有約 5 °之傾斜，故當月球之赤緯，要達到南或北 28½ ° 値時，其週期為 18.6 年（月球自黃白交點開始，再回到該點）。

依萬有引力定律，兩物體間之引力，與其距離之平方成反比。因此，當月球在遠地點時，其對地球之引力作用乃達最小，在近地點時，則最大。同樣，太陽對地球之引力，當地球在遠日點（七月）時最小，在近日點時（正月）最大。

由上述日月運行軌道面以及日月距離遠近之變化，於是對地球的引力，亦隨之有異。因此，乃使潮汐現象變得非常複雜。茲將各種情形分述如下：

(一) 由日月距離變化所發生之結果

假若地球無自轉，且月球環繞地球運行之軌道，又恰在赤道面內。則其發生潮汐之情形如下：

1. 發生潮汐最顯著之處，乃在赤道附近。即在地球表面通過地球與月球中心連線之兩側，由於引力差，而呈海水面上漲之現象。其高潮約在每29.53天內，發生兩次。

2. 當月球位於近地點時，則與地球中心連線之地球表面，乃發生最大高潮，位於遠地點時，則生最小高潮（如圖 11－3）。月球由近地點再回到近地點，需時約 27.5 天。但月球軌道面通過太陽與月球中心之連線，每年僅為兩次，一在近地點，一在遠地點。故運合太陽與太陰之引力，則每年僅發生一次最大高潮與一次最小高潮。

（二） 地球繞太陽公轉，月球在繞地球軌道上所形成之潮汐現象

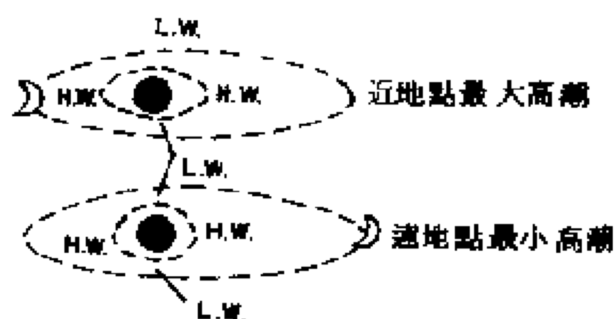


圖11-3 近與遠地點潮。

1. 當太陽，月球與地球成一直線，即每月之朔望時刻，乃產生大潮(Springs)，此時潮差最大。唯實際上，大潮之發生，常在朔望後兩三日左右（北大西洋爲朔望後1½天，該處多爲半週日潮。其他地方，有的達數日者）。此等延遲之時間，稱爲潮齡(Age of tide)。朔望後約7½天，當太陽地球與月球形成90° 之角度，即每月之上下弦時，乃產生小潮 (Neaps)。此時潮差最小（如圖11—4）。實際上，小潮常發生於上下弦後兩三日左右。

2. 當月球之位置，介於朔(望)與上(下)弦之間時，通常有兩種情形。即當月球在第一或第三象限內〔如圖11－5 (A)〕，此時日月合成引力所形成之潮汐高潮面，應在日月之間而靠近月球。當地球自轉，某地之高潮時刻，乃常在月正中之前發生。此等高潮提前發生之時間間隔，乃稱爲提前高潮間隙 (Priming interval) 。自月正中至低潮之時間，則稱低潮間隙或乾潮

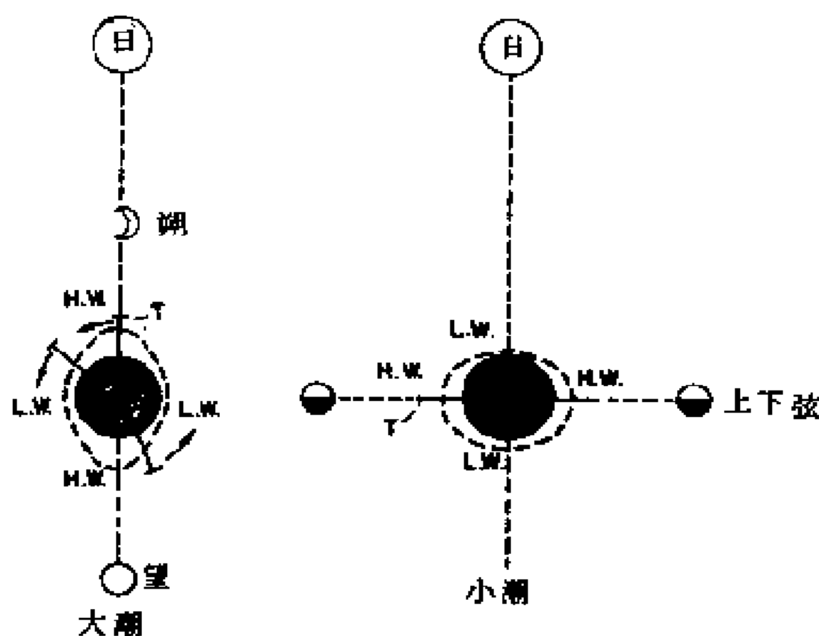


圖11-4 大潮與小潮

間隙 (Lower Water Interval) 。當月球在第二或第四象限時〔如圖 11—5(B)〕，某地高潮之發生，常在月正中後若干時間。此等延後之時間，乃稱爲延遲高潮間隙 (Lagging interval) 。提前或延遲之高潮間隙，簡稱爲高潮間隙或滿潮間隙 (high water interval) 。高潮間隙與低潮間隙，又稱爲潮汐間隙或月潮間隙 (Lunitidal) 。此外，當朔望大潮時之高（滿）潮間隙。常特稱之爲潮訊或潮候率 (Establishment) 。

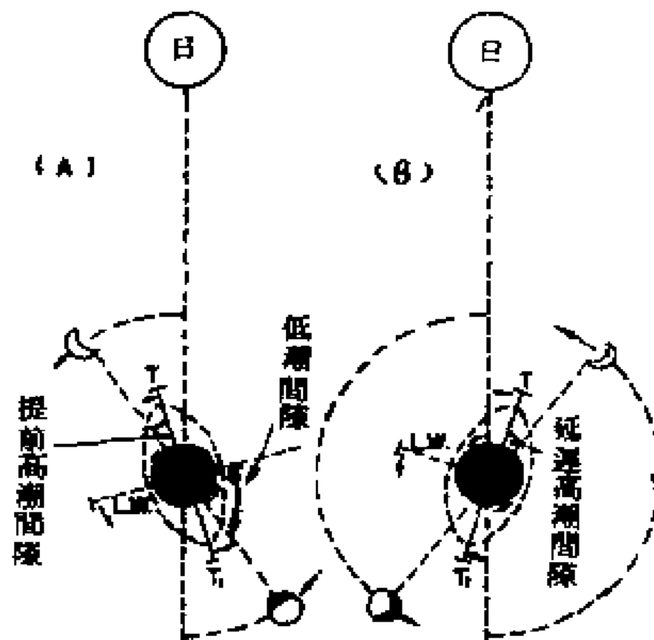


圖 11.5 潮汐間隙

(三) 太陽與月球之赤緯變化，對潮汐之影響

月球環繞地球隨太陽公轉，在 18.6 年之週期內，其赤緯最大時，可達南或北 28 ½° 之角度（如圖 11—2）。此時，地球自轉時，其發生潮汐之現象，乃甚不規則。如圖 11—6所示：某地T在月之上正中時，發生高潮 H_1 。當其自轉180°（約 12 時 25分鐘）至T_1，即在月之下正中時，發生高潮H_2 。然此時高潮之高度，比第一次（上正中）所生高潮要小。此種不規則之現象，乃稱爲週日不等 (Duirnal Inequality)。在週日不等最大的地方，其中有一次高潮（或低潮），差不多近於消滅。使成爲一日僅有一次高潮和一次低潮。普通太陰或太陽，離赤道面愈遠，週日不等現象愈顯著。當太陰赤緯爲零，週日不等現象甚小，稱分點潮 (Equinoctical Tide) 。當太陰赤緯最大，週日不等現象最顯著，乃稱回歸潮 (Tropical Tide) （如圖 11—2)

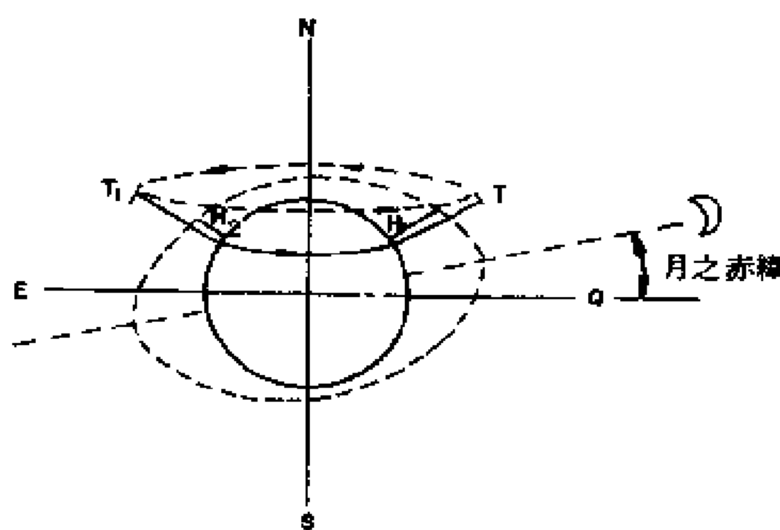


圖 11-6 週日不等潮汐現象。

三、自由振動潮汐現象

理論上，由日月引潮力所發生之平衡潮汐，與實際上發生於世界若干海域之潮汐現象，頗不相符。例如依照平衡說的起潮力，日月同時作用，所能發生之最大高低潮差，也不超過 78 厘米。但實際上，若干海域的高低潮差，即達十數公尺之多。至於發生高低潮的時刻，各地也往往不同，而非平衡潮汐現象，所能概括說明。

據實際觀測，發現在同一海域之相對兩岸，有一種潮波成相反之方向進行，而在其轉動軸之小範圍海域中，則無垂直之潮汐升降運動。此種現象，乃導致所謂無潮點（Amphidromic ，或No-tide point）之假設。在此區域四週之潮汐升降，假若以各地高潮時刻為準，可明顯地看出其係順次延遲成一迴轉之變化。迴轉一週所差時間，剛好與潮汐週期相符合。至於潮差之大小，則可以無潮點為中心作若干同心圓，逐漸遠離該中心，其潮差則漸次增大。圖 11－7 所示，乃太平洋海域之同潮時圖。

第二節 潮汐發生之原因

一、引潮力

太陽和月球對地球的引力，其性質相同，但因太陽與地球的距離比月球

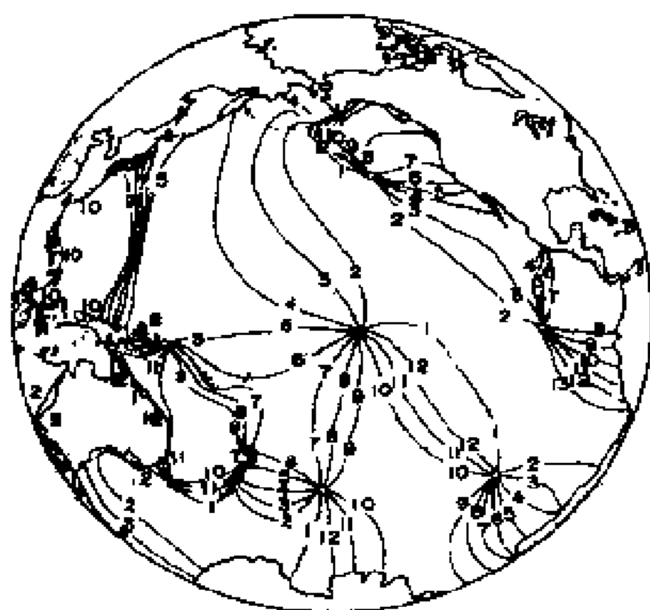


圖 11-7 太平洋之同潮時圖（日週潮）

距地球要遠得太多，故雖月球之質量較小，然對地球之引力，則仍然較大。故此處討論引潮力時，係先就月球予以考慮。

依牛頓萬有引力定律：兩物體間之引力，與兩者之質量成正比，與其距之平方成反比。其公式如下：

$$F = k\ \frac{M_1 M_2}{d^2} \qquad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (1)$$

式中M_1與M_2表兩者之質量，d 表距離，k 表兩單位質量之物體分離一單位距離時之引力常數。在C．G．S制中，假定$M_1 = M_2 = 1g$，$d = 1cm$，其引力乃等於 k，以 dyne 表示，其値爲6.65×10^{-8}。

假定地球之半徑爲 r，質量爲E，且此一質量係集中於其中心處。則此中心對地球表面單位質量之一質點之引力，可用下式表示：

$$F_3 = k\ \frac{E}{r^2} \qquad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (2)$$

此一吸引力，實即等於該質點之重力加速度，即$F_3 = g$，故得：

$$g = k\ \frac{E}{r^2}$$

$$k = g\ \frac{r^2}{E} \qquad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad (3)$$

由此可知 k 之常數，乃與地球之半徑，質量以及重力加速度有關。

在圖 11－8 中，以 O 及 O′′ 分別代表地球與月球之中心。M表月球之質

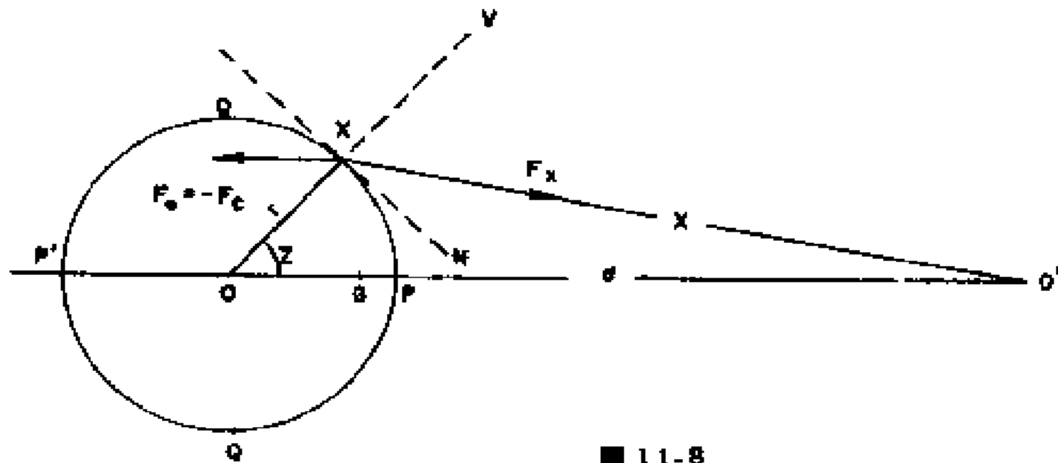


圖 11-8

量，d表距離。故得月球對地球中心單位質量之引力為：

$$F_o = k \frac{M}{d^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(4)$$

月球對地球表面某點單位質量之引力為：

$$F_x = k \frac{M}{x^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(5)$$

以(3)式之 k 值代入，乃得：

$$F_o = g \frac{M r^2}{E d^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(6)$$

$$F_x = g \frac{M r^2}{E x^2} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(7)$$

假定空間僅地球與月球兩者之存在，則兩者必繞一重力中心而運行。此中心如圖 11－8 中之G點，乃可簡易求出。

蓋： $GO + GO' = d$

又： $$\frac{GO}{GO'} = \frac{M}{E} \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(8)$$

因 $d = 60 \times r$，而 $E = 82M$，以其代入，乃得

$$GO = \frac{60}{82} r \fallingdotseq \frac{3}{4} r$$

即此一運動之重心，乃在距地球中心約四分之三地球半徑長度處。

圖11-9　地球與月球互相吸引運行時之重心

地球和月球繞此共同重心運行。假定地球沒有自轉運動，那麼在一個恒星月內，地球之中心點E_1，（如圖 11－9）必以GE_1為半徑而繞G點一週。當月球自M_2進行至M_1之位置，E_1乃進至E_2，地球表面任一點A_1則進至A_2。亦即任意方向線E_1A_1，在此運動中必在空間保留其方向，而達E_2A_2之位置。E_1A_1線上任何一點，均係以等於GE_1之長度為半徑，卻並不以G點為圓心，而隨地球中心在作圓周運行。由此，吾人可獲得兩點結論：

(一)　地球和月球繞其共同重心運行，其作用於地球上之離心力，恰等於月球對於地球中心之引力。

即

$$F_c = -g \cdot \frac{M}{E} \cdot \frac{r^2}{d^2}$$

(二)　此等離心力，作用於地球上任何一點，均屬相同。

由於作用於地球上各處的離心力相同，而月球對地球各處之引力有異。同一地點，離心力與引力不平衡，乃產生產潮力（Tide-generate force）　如圖11－8所示，在p和p′兩點，其離心力相等。但在p點之引力，則因距月球較近，故比對地球中心之引力要大，即F_p之絕對值必大於F_c。因此，發生產潮力之方向乃指向月球。在p′點，因距月較遠，故其引力乃比對地球中心者為小，即$F_{p'}$之絕對值必小於F_c。最後發生產潮力之方向，乃背向月球。

此種產潮力由於地球之週日運動，而不能保持其在空間之固定方向。故

必須將其分解爲垂直與水平之兩種分力。其最簡單之分解方法，即將離心力與月球引力分爲XV與XH兩方向線（如圖11－8）。因此可得

$$F_v = F_c \cos z + F_t \cos VXO'$$

$$F_h = F_c \sin z + F_t \sin VXO'$$

上兩式予以化解，最後可得：

$$F_v = g \cdot \frac{Mr^3}{Ed^3}(3\cos^2 z - 1) + g\frac{3Mr^4}{2Ed^4}(5\cos^3 z - 3\cos z) \cdots\cdots (10)$$

$$F_h = g \cdot \frac{3Mr^3}{2Ed^3}\sin 2z + g\frac{3Mr^4}{2Ed^4}\sin z(5\cos^2 z - 1) \cdots\cdots (11)$$

以 $E \fallingdotseq 82M$，及 $d = 60r$ 代入。乃可計算出地球表面各處之產潮力情形。

當月球在地球之天頂，即 $z \fallingdotseq 0°$，可得垂直分力：

$$F_v = 0.000000112\,g + 0.000000003\,g$$
$$= 0.000000115\,g \cdots\cdots (12)$$

水平分力：$F_h \fallingdotseq 0$

當月球在天底，即 $z = 180°$ 可得

垂直分力：$F_v = 0.000000109\,g \cdots\cdots (13)$

水平分力：$F_h = 0$

當天頂角爲 90° 時，其水平分力漸近於零，而垂直分力則爲：

$$F_h' = -0.000000056\,g \cdots\cdots (14)$$

此種情形，乃表示產潮力之作用，有加強重力作用之壓縮力存在。

當某地之天頂與月球成45°之角度時，即 $z = 45°, 135°, 225°$，及 315°。此時之水平分力最大。其值爲：

$$F_h = 0.000000084\,g \cdots\cdots (15)$$

產潮力之垂直分力，從(12)，(13)中可以看出，該值係發生在月球之正下方者，故爲最大值。然亦僅爲地球重力之 $1/10^7$。此等垂直分力，因其與重力之方向相反，故除了稍微能減輕在該處之重量外，幾乎對海水面不能發生任何作用。至於產潮力之水平分力，雖然其值亦甚微小，但因與其相反之方向，除了微弱之摩擦阻力與黏性外，別無其他反作用力之存在。因此，此種水平分力，才爲眞正產生潮汐之原動力，而被 Doodson 及 Warburg 等稱爲引潮力（Tractive force）。並在地球表面形成如圖11－10 之分佈情形。

此種引潮力之發生，因涉及月球赤緯之變化，距離地球遠近之變化，以及地球之自轉等，使 z 與 d 發生不同週期性之改變。因此潮汐之現象，結果

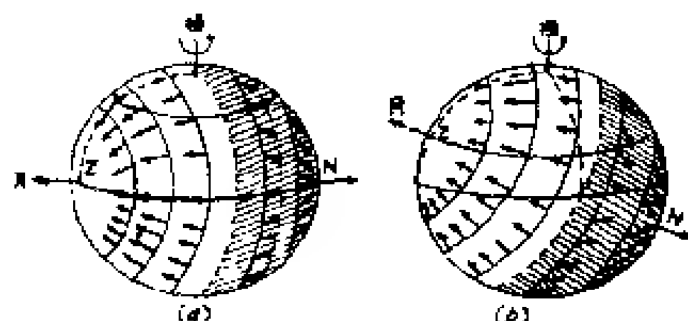


圖 11-10 引潮力之分佈情形。
起潮力中水平分力之分佈
(a) 月在地球面之赤道上時。
(b) 月在北緯 28°之天頂時。

亦形成不同之週期性。即(一)長週期性，(二)日週期性，(三)半日週期性等數種。

月球對地球產生引潮力之情形，亦可適用於太陽。假若質量以S代M，距離以D代d。質量以地球的質量爲單位，則太陽的質量 S = 333.400 ，$M = \frac{1}{81.45}$ 。距離以地球半徑爲單位，則 d = 60.34，D = 23484。因此太陽的引潮力，對於月球引潮力的比例，即可計算如下：

$$\frac{S}{M} \times \frac{d^3}{D^3} = 0.46$$

二、平衡說 (Equilibrium theory)

潮汐的現象，雖係由於產潮力的作用，但實際如何發生，則很難解釋。最早有牛頓創平衡說，並經拉伯拉斯作進一步研究。此說解釋潮汐的發生，係由於產潮力中之垂直分力之作用。彼等假定地面全部爲深度相等之海水所包圍，則在地球和月球之連接線上，其地面離月最近與最遠之兩點，乃因引潮力之作用，使重力加速度永久減少。在地面和這兩點成 90° 的圓圈上，重力加速度，永久增加。在此種作用下，海面的形狀，略爲變更而趨於平衡。

其變形的程度，可予計算而得。如圖 11-8 中之 P，P′兩點，由於引潮力之作用，而使重力加速度減少，其減少之值，經計算爲 $2Mr/d^3$。假使海面上升高度，使減少的重力加速度，和這個數值相等時，就可以平衡。海面上升 h 高度所減少的重力加速度爲 $\frac{1}{r^2} - \frac{1}{(r+h)^2} = \frac{2h}{r^3}$ 。因此可得 $\frac{2Mr}{d^3} = \frac{2h}{r^3}$ ，即 $h = \frac{Mr^4}{d^3}$ 。以實際數值代入，海面上升高度 h 乃等於

35.6 厘米。此乃由引潮力所發生之最大上升度。當P，P′ 兩點海面上升，與此成 90° 之圓圈面上，海面下降。其最大下降度爲上升度的半數，即 17.8 厘米。因此，高低潮差應爲 53.4 厘米。

此種假定，祇能說明潮汐之一般現象和週期變化。例如每日有兩次高潮和兩次低潮，以及週日不等現象，均可依平衡說解釋之。唯實際上，若干地方潮差過大，又天體經過中天後，到發生滿潮之時間，各處不同。此又非平衡說所能解釋。故隨後平衡說乃爲動力學說所取代。

三、動力學說 (Dynamic theory)

若干學者，應用動力學的理論，解釋潮汐的發生，是用於產潮力之水平分力之作用。引潮力使海面升高，從而在環繞地球之表面，形成一種潮波。即具兩波峯和兩波谷之長波。假若月球正位於地球之赤道面上，地球自轉一周，約爲 24 小時 50分，此一潮波在地球表面進行之速度，乃可隨緯度之不同而說明如下：

地球赤道處之圓周長約 24,660 哩，即每一波長涵蓋約 12,330 哩之距離，假若地球表面全部爲海水所覆蓋，此一潮波在赤道圈上進行之速度，乃可以 12 小時 25 分鐘除其波之長度，故得每小時約1,000 哩之速度。依長波速度公式 $C=\sqrt{gD}$ 可以看出，其進行之速度與水深有關。即當速度爲每小時 1,000 哩時，其水深必有 12 哩以上，波之進行方可自由無阻。然赤道圈上之水深，平均實少於此一數值，故實際波之進行，必爲之阻滯而延緩。因此其發生高潮之時刻，常與月球通過中天之時刻，發生若干間隙。在高緯處，緯度圈甚小，潮波之長度亦小，波速亦隨之減少。於是波之前進，即不易影響及於海底，而可自由進行。因此其發生高潮的時刻，常能與月中天相符。

然地球表面並非全部爲海水所覆蓋，除在極南冰洋中之潮波，可環繞進行外，其他各處均爲大陸所阻隔。因此潮波之進行，乃在各海域中，形成一種定振波。假若以一箱匣容水，然後將其兩端上下抬放。於是水體乃交互流動，而於其兩端形成高低不同之水面。箱匣之中央，乃爲波節線，而無水面之升高。唯當兩端升降進行時，在該處發生水體之流動（如圖 11－11）。此種波動之波長恰爲箱匣長度之兩倍。當此種情形發生於海灣中時，假若海灣之長度恰爲波長之一半，則其振動之週期與水深有關。其公式爲

$$T=\frac{2L}{\sqrt{gh}} \quad \text{或} \quad P=\frac{L}{4.15\,D}$$

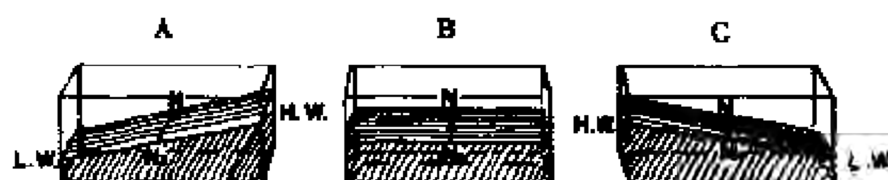


圖 11-11 發生定振波時水體之流動情形。

式中T（P）爲週期秒（時），L爲海灣長度呎（哩），h（D）爲水深呎（拓）。

海灣中波之振動週期，恰好與引潮力所產生之潮波週期相同，即能產生最大之潮差。假如海灣之水深全部爲 50拓，且海灣之長度在 350哩以上，則恰好與半週日潮所引起之潮波能發生共振，海灣長度在 700哩以上，則能與日週潮之潮波發生共振，因而在海灣之進口與灣底處，產生最大之潮差。例如加拿大東南方之芬地灣 (Bay of Fundy)，其大潮差即達 15.4 公尺。法國的梅洛灣 (Malo)，有 12 公尺之差。我國的杭州灣，其大潮差亦達 7 公尺之多。

地球自轉的偏向力，對潮汐的影響亦大。如圖 11－12 所示，在一海灣中，當潮波開始由高（灣口）向低（灣底）發生水流時，地球自轉的偏向力，乃立刻開始對水流流向之右方（北半球）發生作用。此等作用，逐漸使流向右側之水面抬高。經過約三小時後，原來之振節 B A 線向，乃轉變 90° 之方向，使流向右側（東）海灣之水面達於最高。而水流乃繼續向灣底流動。經過約六小時後，灣底水面達於最高，灣口則最低。於是振節B A線隨同轉變180°之角度而成爲 A B向。隨後水流再自灣底向灣口流動，同樣因地球自轉偏向力之作用，而使海灣之他側（西）水面抬高，當經過約九小時後，水面抬高最大，振節 B A線改變爲 270° 之方向。至 12 小時 50 分鐘左右，再回復原來之情形。如此一週期所發生之潮汐，隨振節線轉動之軸心處，乃無水面漲落之情形發生。因此常稱此處爲無潮點 (Amphidromic Point)

無潮點四週海面升降之現象，在各地所發生之高（低）潮時刻，係循序延遲，並呈迴轉。其迴轉一週所差之時間，恰與潮汐之週期完全相同。將各地之高潮或低潮時刻相同之處所連結之線，稱爲同潮時線 (Cotidal Line)。

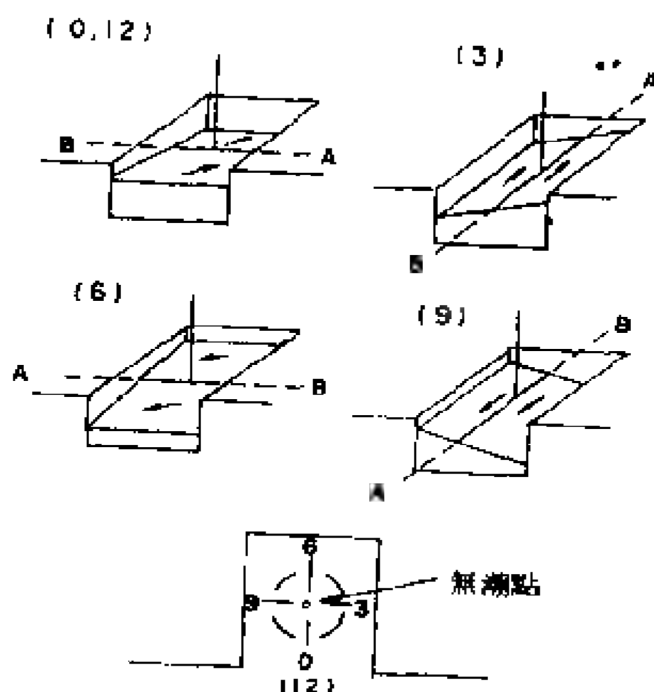


圖 11-12 地球自轉偏向力對駐波之影響。

同潮時線之交點，亦即無潮點。 Sterneck 根據此一原理，及實地之潮汐觀測，即會繪製成此等同潮時圖一種（如圖 11－7）。

第三節　潮汐預測

各地的潮差和高低潮的時刻，各不相同。為便利船隻之進出及其他之應用，吾人常需預知各地之潮汐情形。因此乃有潮汐預測作業之發展。預測潮汐，仍需根據各地之實測紀錄，予以推算。故實際觀測的時間愈長，則預測的結果，亦愈精確。通常預測潮汐的方法，可分為非調和法及調和法等兩種，茲分別說明如下：

一、非調和法

非調和法 (Non-harmonic Method) ，乃最簡單之潮汐預測法。此法乃假定潮汐之發生，僅係由於月球單一之引力作用。因此認為每日有兩次高潮和兩次低潮。

預測潮汐，不外兩點，即(一)高低潮之高度，(二)高低潮發生之時刻。因此，推算時，即係利用長時期之觀測紀錄，將所有高潮之高度加以平均，即得

平均高潮高度，將所有低潮之高度加以平均，即得平均低潮高度。至於高低潮之時間，則係以太陰（月）中天算起。也係用長時期之觀潮紀錄，加以平均而求得一平均高潮間隙，及平均低潮間隙。如此，每日高低潮的時刻，即可依下式計算而得：

高潮時刻＝月中天＋平均高潮間隙

低潮時刻＝月中天＋平均低潮間隙

至於各地每日月中天的時刻，則可自天文曆或航海曆書中查得。

二、調和法

調和法 (Hamonic method)爲比較精確之潮汐預測法。此種方法，乃假定潮汐的升降，爲各種潮波之綜合現象。每一潮波，各由一假想天體所引起，而有其固定之週期。例如當月球在赤道面上，地球自轉一週，前後兩次正對月球之時間爲 24 小時 50 分鐘。在此週期內，海面有兩次高潮和兩次低潮。每日潮差相等，而且也沒有週日不等現象。因此，在12.42 之週期內，乃有一規則之潮波發生。然而，月球並非永遠在赤道面內。當其運行至另一赤緯時，必發生另一種潮波。對太陽而言，亦因其赤緯之變化，以及距離之遠近，而可引發不同之潮波。凡此諸種不同之潮波，雖同樣爲月球，爲太陽，或爲月球與太陽兩者所共同引發，然因其位置不同，故發生之週期，亦有差異。因此，吾人乃假定各種不同而呈規律之單振動潮波，係各由一假想之天體所引發，而且稱之爲分潮 (Partial tide) 。通常所見之潮汐升降，乃歸諸此等單振動潮波（分潮）之綜合現象。所謂調和法，即在先行分析出潮汐之此等分潮情形，然後再加以綜合，而求得預報之潮汐現象。如圖 II—13 所示，上圖中之實線所示潮汐現象，即可分解爲太陽半日與太陰半日兩種分潮，而且可以看出左段乃係大潮時之合成曲線，右段則爲小潮時之合成情形。下圖則爲日週潮與半日週潮之合成潮汐曲線。

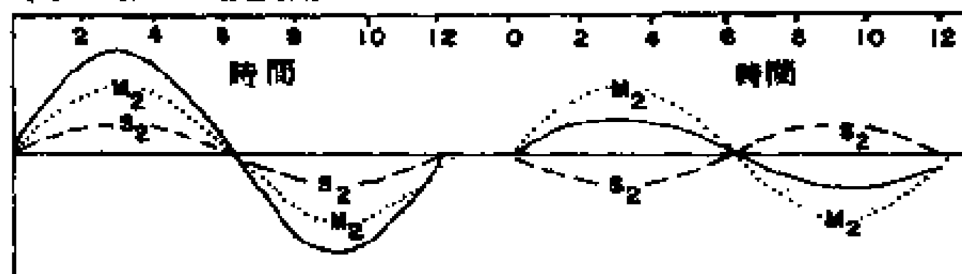
在理論上講，分潮的數目很多，但大部份影響很小。故若僅爲判明各地的潮汐特性，則祇需應用幾個主要分潮（如下表所示），即可予以決定。

主要調和分潮表

分潮名稱	符號	週期（小時）	振幅
半日週期性分潮			
主要太陰半日潮	M_2	12.42	100.00
主要太陽半日潮	S_2	12.00	46.60

較大太陰橢圓潮	N_2	12.66	19.10
日月合成半日潮	K_2	11.97	12.70
全日週期性分潮			
日月合成潮	K_1	23.93	58.40
主要太陰潮	O_1	25.82	41.50
主要太陽潮	P_1	24.07	19.30
長週期性分潮			
太陰半月潮	M_f	327.86	17.20
太陰全月潮	M_m	661.30	8.91
太陽半年潮	S_{sa}	2191.43	8.03

(A) 大潮與小潮之合成



(B) 半日潮波與日週潮波之合成潮汐

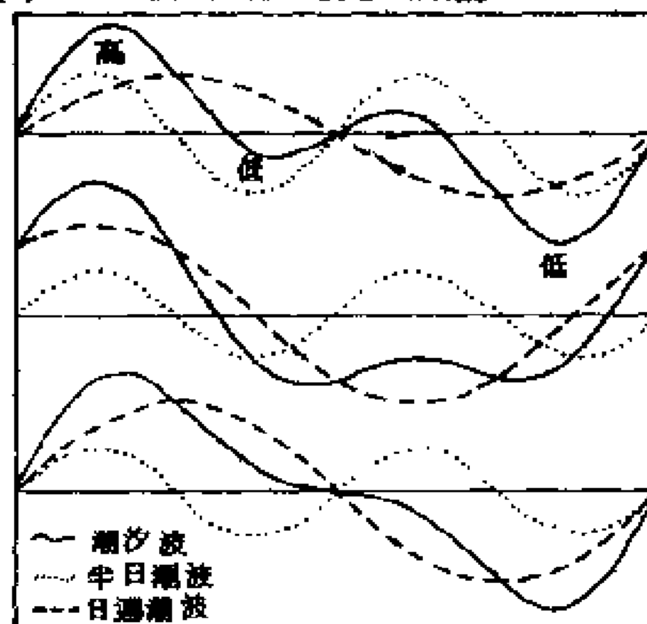


圖11-13 潮汐之調和分析。

實際計算潮汐時，係將驗潮記錄分析後再行相加。如圖 11－1 所示，每一分潮所發生海面的升降，對於時間的變化，都可以餘弦曲線(Cosine Curve)來表示。所以任何時刻的海面高度（h_t）可以下式計算：

$$h_t = H_0 + \Sigma A\cos(V_0 + nt - K)$$

式中H_0 爲平均海平面的高度。A爲分潮的半潮差。V_0 爲起源時（$t=0$）假想天體的時角，n是假想天體的角速度。t 是小時數（由起源時計算），K是遲角（相位），是假想天體經過中天後，到該分潮發生滿潮的時間。其中H_0，A 和K稱爲潮汐常數，各地不同，必需根據實測紀錄，用調和分析法計算而得。V_0 及 n是天文常數，各地相同。

由於計算之手續非常複雜，故需時甚多。自 1872 年 Kelvin 氏發明第一部潮汐推算器以後，若干國家即相繼使用該項儀器。其原理如圖 11－14 所示，係由若干對滑車與曲臂所組成。每一曲臂之週期運動代表一個分潮。各分潮之波幅與相位均利用曲臂來配合。再由一根鋼線，一端固定在支架上，中間穿過各滑車，他端固定在垂直迴轉之圓筒支架上。當迴旋各曲臂之支桿轉動時，可牽動另一裝置記錄紙之滾動圓筒，同時自記筆即在此圓筒之記錄紙劃出一曲線。該曲線即恰爲各分潮之總和。潮汐表即據此曲線編訂而成。圖 11－15 所示，即爲利物浦所用之潮汐推算儀。唯利用潮汐推算器所預測之潮汐，常因氣象以及地形的影響因素，未能計入，故並不完全正確。

目前由於電子計算機之廣泛應用，故潮汐之預報，已開始進入電腦計算之時代，而且更爲快速。唯無論應用何種儀器計算，其驗潮記錄之時間愈長，則預報之精確度愈高。

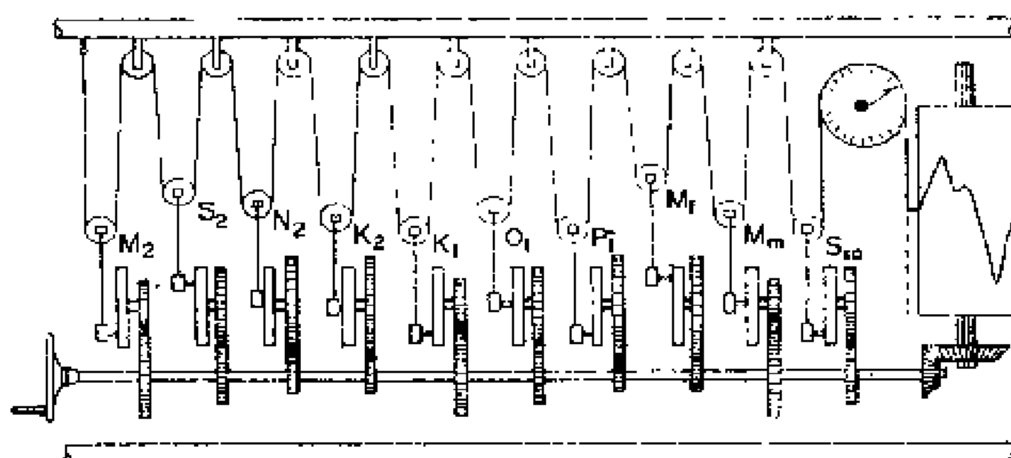


圖 11－14　潮汐推算器之構造原理。



圖 11-15 利物浦潮汐學院所應用之潮汐推算器。

第四節 潮流

海水因受日月兩天體之引力，其使水面發生升降之現象者，稱爲潮汐；其使海水發生水平之流動者，稱爲潮流。因此潮汐與潮流，實乃一種潮波之兩個現象。潮汐呈週期性之升降運動，潮流則呈週期性之水平流動。

潮流通常以六個小時的時間，向一個方向流動；再以六個小時的時間，向相反之方向流動者，稱爲往返流或往復流 (Reversing Current) 。另一種潮流之方向，因受地球自轉偏向力之影響，而呈迴轉狀態者，則稱之爲迴轉流 (Rotary Current) 。

一、往返流

潮波在海洋中進行，通常形成兩種現象：即或呈進行波發生，或以定振波出現。參閱圖 9-3 。潮波呈進行波發生時，其流向在高潮前三小時，開始與波之進行方向作相同流動，直至高潮後三小時爲止。此段時間內之流，稱爲漲潮流。其後流向開始改變，而與波之進行方向相反；此種相反流之時間，亦爲六小時。即低潮前與低潮後，各維持三小時，而稱爲落潮流。至於流速的大小，則隨漲落潮時間而改變。通常在高潮和低潮時最大。過此時間，

流速逐漸減小，到中潮面（即高低潮高度之平均值）時，即流向開始改變時，流速爲零，此時乃稱爲憩流（Slack water）。其後流速，再逐漸增加，到高潮或低潮時，而達於最大。

上述往返流，乃指一般情形而言。在河流強烈或有暴漲潮的地方，潮流轉向的時間，變化很大。漲潮流和落潮流的速度，也不相同。

潮波在海域中呈定振波出現時，高潮和低潮時之流速均爲零。即漲潮流自低潮時開始，流速逐漸增加，至中潮面時，流速最大，其後逐漸減少，至高潮時，流速爲零。此後流向改變，落潮開始，流速再逐漸增加，至第二次中潮面時，流速達到最大。其後逐漸減少，至低潮時，流速再度爲零。

二、迴轉流

潮波在海洋中進行，因受地球自轉偏向力之影響，而生迴轉之水流現象，通常乃稱之爲迴轉流。潮波在大洋中所生之迴轉流，因受洋流佔優勢的控制，故無法覺察。唯當其發生於近岸海盆中時，則非常顯著。根據觀測，此等潮流之方向，隨時間變化而逐漸轉換；通常在北半球成順時針方向迴轉，在南半球則呈反時針方向迴轉。

發生迴轉潮之處，並無所謂漲潮流與落潮流，不過在流向和流速變換時，海面也有升降的現象。所以通常在高潮前後，稱爲漲潮流；在低潮前後，則稱落潮流。

迴轉流的形式，和潮汐的性質有關。在半日潮顯著的地方，潮流的方向，每日迴轉兩次，流速大致相等。在日潮不等的地方，潮流的方向，雖然也是每日迴轉兩次，但流速則有顯著不同。如圖 11—16 (A) 所示，其箭頭所指之方向，表示各時間之流向，箭頭的長度，則表示流速。假若將各箭頭之頂端，以曲線連結起來，則約以每 12 小時 25 分鐘之時間，得繪成一個橢圓形。亦即以 24 小時 50 分鐘之時間，得繪成兩個橢圓形。圖 11—16(B) 乃示分點潮即半日潮之情形。圖 11—16(C) 則示回歸潮即日潮不等之情形

第五節　潮汐的應用

一、潮汐與航海

順流可增加船隻航速，逆流可減低航速，側流則將使船隻逸出航線，遭遇危險。然潮流乃有週期性之海流，其流向與流速，均隨時發生改變。是故

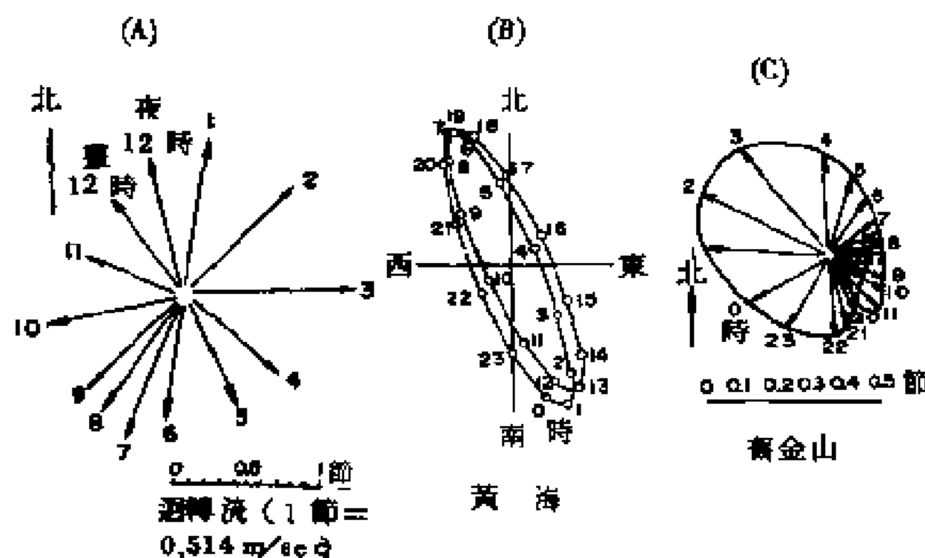


圖 11.16 (A) 迴轉潮之流向與流速，(B) 分點潮，(C) 回歸潮。

航海者，不可不注意潮流之特性。除此以外，潮汐之高低漲落，常影響船隻進出港口之時間，以及錨泊等之安全。

二、潮汐與港埠海岸工程

潮差大小，影響碼頭高度之設計。過高則浪費，過低則不足以防浪而保障船泊安全。潮流可使海底泥沙遷移，而發生淤塞港口之危險。是故在設計一港埠之碼頭高度與防波堤等之方向時，均應首先明瞭潮汐與潮流之情形。

鹽田之開闢，需視潮面之高低，而興建防堤，水閘，以及潮水之進渠。

海埔新生地的開發，其防波堤與排水系統的設計，因需考慮潮面的問題，即土壤的改良，亦與潮汐有關。蓋潮水侵入圍墾之新生地，若不設法減低土壤之鹹汁成份。則新生地仍難作有效之利用也。

三、潮汐與測量工程

陸地測量的高度，大都以平均海平面爲基準面起算。平均海平面乃是一種與重力垂直的平面。各地因地形不同，而有差別。在一國之內，大都選定某一港口的平均海平面，作爲大地測量的高度標準。例如我國大陸的高度零點，即係以浙江坎門之平均海平面，台灣則以基隆港的平均海平面爲零點。

他各港口的平均海平面，分別對於此一標準海平面之差，亦需精密測定，

以便校正。

海洋深度的測定，亦有一基本水準面，作爲起算的零點。此一水準面的規定，乃根據潮汐觀測的結果。但過去各國所採用者，多不相同。例如波羅的海諸國，用平均海平面，美國大西洋沿岸，用平均低潮面，英意丹智利等國，則用印度大潮低潮面 (Indian Spring Low Water)。唯後經國際海道測量公會之規定，爲便利所有各國船隻航行起見，應以全部採用約最低之潮面爲原則。故我國以及其他若干國家，現均已遵行此項規定。

四、潮汐與漁業

我國沿海尚有爲數不少之漁民，以從事養殖牡蠣，或捕撈貝蛤及貽貝爲生者。此等海生物，乃直接吸取海水中浮生物以及碎屑類之有機成份而藉以成長。如牡蠣之覓食活動，實似一抽水之泵，每天通過其組織之海水，多達一百加侖以上。故欲達成此等作用，乃必藉漲落潮之流動。其他各類動植物，生長於潮汐擾動之淺灘者，爲數繁多。故各國養殖業，均需利用此等淺灘區域。

五、潮汐與發電

潮汐的升降與潮流的進退，實具有極大之動力。如能善加利用，使其變爲機械力，則取之不盡，用之不竭，當可給人們帶來莫大福利。歐美無數地方，早已利用潮流轉動小規模之水車，以磨製小麥麵粉。目前英法美德及加拿大更計劃利用潮差之動力，以進行發電中。

習題十一

1. 試解釋下列各述語：(一)大潮與小潮，(二)月潮間隙，(三)日潮不等，(四)潮汛，(五)潮齡。
2. 月球與地球繞一重心運行，試述該重心之位置如何？
3. 試述月球對地球中心單位質量之引力如何？
4. 地球和月球繞其共同重心運行，其作用於地球上之離心力如何？
5. 試述產潮力發生的原因？
6. 何以產潮力須分解爲水平與垂直兩分力。
7. 何以若干海洋學家指產潮力之水平分力，方爲真正產生潮汐之原動力？
8. 試述太陽的引潮力和月球引潮力，兩者的比例如何？
9. 試略述潮汐平衡說的內容？
10. 試述潮波在地球各緯度處進行之情形？

11. 試述海灣中能產生最大潮差之條件如何？
12. 試述地球自轉偏向力對潮波進行所發生之作用如何？
13. 何謂同潮時線？
14. 試述非調和法之潮汐預測方法如何？
15. 何謂分潮？何謂潮汐的調和法？
16. 試述廻轉流發生之情形？

第十二章　海洋化學與礦物資源

第一節　概述

一、影響海水化學成份之原因

(一)　大氣

大氣與海面接觸，故自然可影響海水之化學性質。海水因蒸發，常有小量之鹽晶隨水汽離開海面，因風之吹拂，而有水沫飛入空中。因此，可使海水喪失鹽質。據 Jacobs 測定沿海空氣的氯原素含量，每立方公尺約爲0.07至0.5毫克。

雨水下降時，因空氣中放電的作用，含有氮化合物較多。此種氮素，乃可由降水而進入海洋。

(二)　河川

據 Clark 估計，每年自河川流入海洋的溶解物質，約係 27.3×10^7 公噸。Turekian 估計，約爲 36×10^{14} 克。

河水中含有多量炭化合物，所以有許多海水不能溶解的物質，卻能溶解在河水中。河水中含多量的膠性物質與礦物質碎片，海水與此類物質接觸後，可發生各種不同化學作用而影響其成份。但畢竟因河水流入海洋的總量，每年僅佔海水總量的一億分之五．四。計需六百萬年，始能使海洋之溶質總量改變百分之一。故實際上，河水之影響，仍然甚微。

(三)　沉澱

若干元素，因物理或生物作用，而沉積在海底沉澱中。如碳酸鈣與鎂，以及硅酸質，多隨動物的軀殼，而沉積於海底。鈉與鉀，則常爲泥質所吸收。此種情形，亦可影響海水的化學性。

(四)　融冰與結冰

海水結冰，可析出鹽份，因此，可使上層海水的鹽度增高。海冰融解，

則情形相反，可使海水的鹽度減少。

(五) 生物

海洋動植物的生長，需攝取水中各種物質作爲營養。例如浮游生物，常吸取矽與碳酸鈣，以充實其骨骼與介殼，而以硝酸鹽與磷酸鹽等作爲養料。此類動植物死亡時，即發生分解而還原。因此可影響海水的化學成分。但就整個海洋之溶解總量而言，則不發生改變。

二、海水化學元素組成律

假若在世界各海洋，採取海水樣品，應用精確之化學分析方法，確定每一位置之海水組成情形，將發現各處海水之溶解鹽與總量，各不相同。但其中所含主要元素，如鈉，氯，鎂，鈣等，其相互間之比例，則恆爲一常數。此一事實，首由 Dittmar 利用 Challenger 於1870 年代所採水樣作試驗研究而獲致。後經1900 年代各化學家作更精確之試驗而證實。此乃謂之相對比例定律 (Law of Relative Proportion)。即不論海水中所含溶解固體之濃度如何，但其所含各主要元素之比值，則始終不變。

第二節　海水之化學元素

海水中所含之化學元素，可分爲主要元素，營養元素，與稀有元素等三類，玆分別說明如下：

一、主要元素

鹽度爲35‰之海水，其所含主要元素，及其平均之濃度，可如表12–1所示：

表12–1 海水主要元素之成份 (1968 K.K Turekian)

元素		克/千克
氯	Chloride	19.353
鈉	Sodium	10.76
硫酸鹽	Sulfate(M_2SO_4)	2.712
鎂	Magnesium	1.294
鈣	Calcium	0.413
鉀	Potassium	0.387
重鉻酸	Bicarbonate ($H_2Cr_2O_7$)	0.142

溴	Bromide	0.067
鍶	Strontium	0.008
硼	Boron	0.004
氟化物	Fluoride	0.001

氯　含量最多，爲食鹽的主要成份。

鈉　含量僅次於氯元素。很難精密測定。氯化鈉就是純粹的食鹽。

硫　在海水中以硫酸根離子狀態存在。多存在於海水停滯之海底。如黑海等地含量較多即是。一部份硫酸根還原成硫離子。

鎂　在海水中含量極爲穩定。粗製的食鹽，其中含有氯化鎂和硫酸鎂。在海藻灰中，亦可提煉出此種元素。

鈣　爲組成海洋生物之主要成份。但其含量對於氯度的比例，常有變化。一方面因生物吸收而減少，一方面因河水流入而增加。碳酸鈣常在海底沉澱；但生物遺骸，從上層海水中下沉時，卻能溶解於海水，故垂直分佈，亦生變化。

鉀　海藻常攝取此種成份，但常爲河水之注入所補充。另外海底沉澱中之海綠石，多含有鉀之成份。

溴　含量甚小，其與氯度之比，約爲 0.0034 。但此種比值，常隨水團特性而異。

鍶　鍶與氯度之比，約爲 0.0005 ，很多海藻中均含有鍶的成份。且約有九十倍於同體積之海水含量。紅藻，綠藻，矽藻等最善於吸收放射性之子代鍶或釔 (Yttrium)。在某些放射性蟲之骨骼中，發現差不多全是鍶質。

硼　在海水中以不離解之硼酸狀態存在；海生植物中，皆含有硼。

氟　含量雖少，但對於氯度的比例，很爲固定。

二、營養元素

營養元素，包括炭，氧，氮，磷等。除存於水中者不談外，茲就最顯著混合於植物與動物中，而以亞基酸（爲構成蛋白質之成份）。脂肪，澱粉，糖，以及含磷之混合物如 ATP （三磷腺苷）等形態存在者，加以說明。此等元素，實乃生物中能之傳遞之重要因素。

海洋中生物之活動，亦如陸地，乃由光合作用而供以炭素。其他所有海洋中之生命，亦有賴此一步驟。如吾人所見者，此一作用，主要即係由單細胞生物所完成，此等單細胞生物之介殼，通常即沉積於深海沉澱中。

碳，氮，磷等，係在海洋之上層百數公尺水中。當有足夠之光線穿透，以供光

合作用時，而從溶質中吸取出來。除若干生物遺骸，在水中下沉外，於是食物鏈乃經由主要生活於表層水中之生物而進行之。在深海中，細菌作用，可摧毀該等生物遺骸物質，而以離子形態還原至營養元素。由於此等事實，結果使表層水中，缺少溶解之營養元素，而在深海中，則飽含此類元素。假若營養元素，無法回復至表層水中，則其濃度將變得越來稀薄，至使生物之生產消失。在海洋中某處，通常可發生若干時期無生物之現象，即係此故。

然而，海洋中由於熱之渦動傳導以及對流等之發生，可使深海水與表層水發生混合。此等混合作用，乃可使因生物作用而失去之營養元素，獲得迅速之補充。

有關營養元素之循環情形，可閱圖12—1所示。在生物作用過程中，氧氣或係光合作用之副產品，或係新陳代謝所需求，均擔任了重要的地位。海水中含氧之情形，和水溫，鹽度以及水壓，均有關係，通常以表層海水最係充足，一係因與大氣接觸，而易獲得均衡。一因海洋植物，都生長於有光亮之區域，所以氧的供給，較係顯著。但海洋動物的呼吸作用，和海水中有機物之分解氧化，均需消耗溶解的氧。動物分佈，以上層較多，深水較少。有機物的分化作用，則以深層係主，尤以接近海底的海水最係顯著。各種海流的水溫不同，含氧量也有差別。普通暖流含量較小，寒流含量較多。南冰洋海水之形成，因係曾經與南極表面大氣接觸而下沉者，故飽含氧氣。但通常從海面到深海，氧的含量逐漸減少，甚至在水流停滯的海底，祇有消耗，沒有供給，所以完全沒有氧氣。

三、稀有元素

在海水中所發現之大部份分稀有元素，如表12—2所列，其濃度均低。此種濃度水準，可能係受生物之直接或間接作用所控制。浮游生物有助於海水以外無數稀有元素如鈣（Ca），鎂（Mg），鍶（Sr），鉛（Pb），錫（Sn，鉻（Cr），鎳（ni），銀（Ag）等之集中，同時某些稀有元素，如銅（Cu），鋅（zu），鈷（Co），鐵（Fe）與鉬（Mo）等，均知係生物系統中最重要者。例如銅在無脊椎動物（如軟體動物以及甲殼類動物）之血中，即甚需要；鈷則係維他命B_{11}之最重要成份。另外在某些特殊生物，尚有若干元素之聚集。例如，某種放射性蟲之介殼中，即含硫化鍶；而在某些單細胞生物之組織中，則發現有硫化鋇之存在；在海綿中，則特別有鎳的成份集儲其中。

基於此一事實，吾人可發現若干稀有元素，亦如營養元素一樣，乃隨海

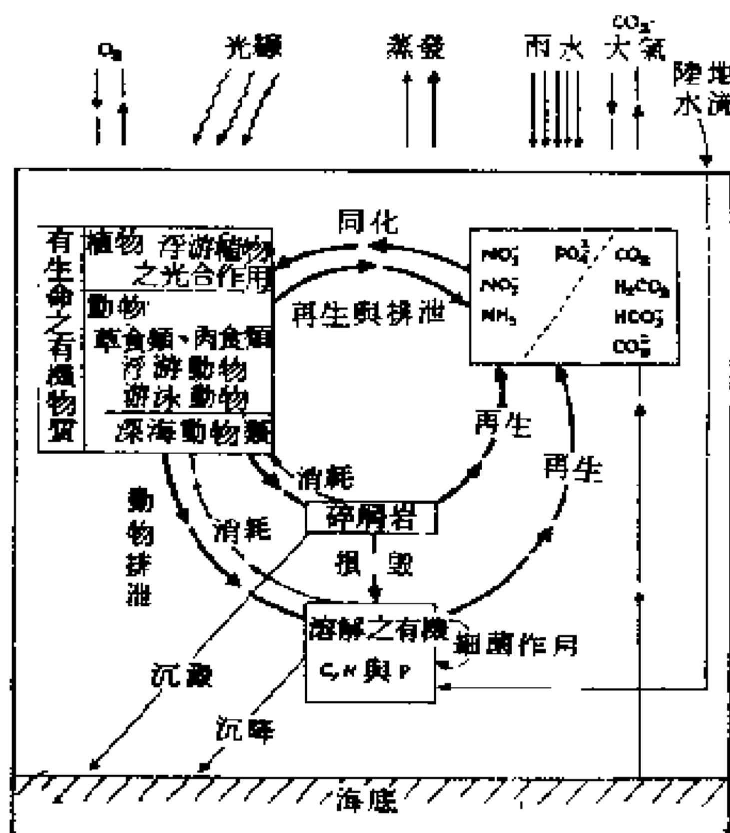


圖 12-1 營養元素之循環作用。

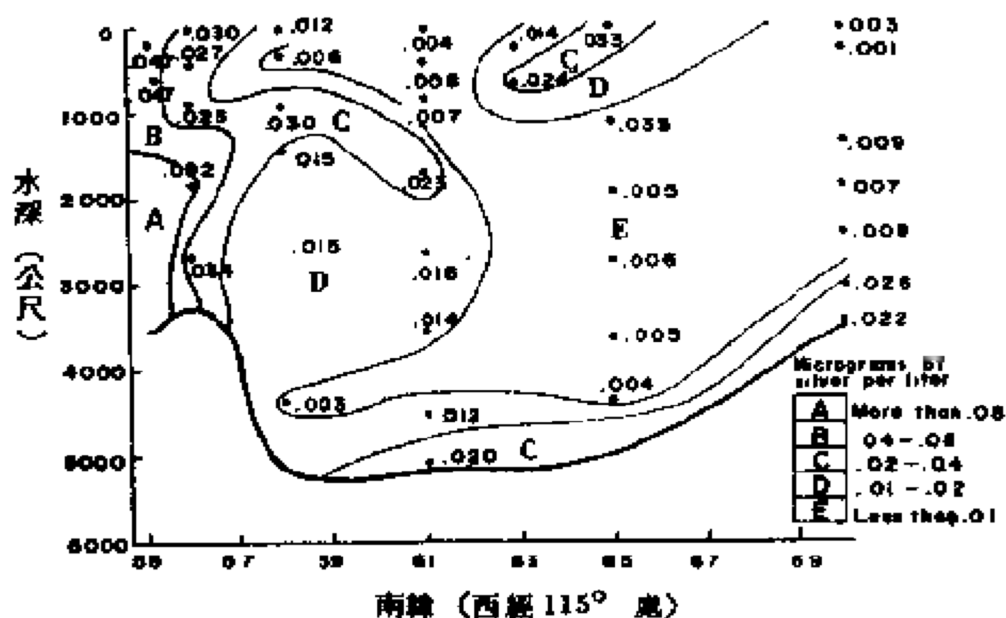


圖 12.2 沿西經 115° 銀之分佈剖面

表12－2：海水之組成成份（鹽度35 ‰）

元素	符號	1961 原子量	微克/公升	元素	符號	1961 原子量	微克/公升
氫 Hydrogen	H	1.00797	1.10×10^{8}	鉬 Molybdenum	Mo	95.94	10
氦 Helium	He	4.0026	0.0072	釕 Ruthenium	Ru	101.07	0.0007
鋰 Lithium	Li	6.939	170	銠 Rhodium	Rh	102.905	
鈹 Beryllium	Be	9.0133	0.0006	鈀 Palladium	Pd	106.4	
硼 Boron	B	10.811	4,450	銀 Silver	Ag	107.870	0.28
碳 Carbon(inorganic)	C	12.01115	28,000	鎘 Cadmium	Cd	112.40	0.11
(dissolved organic)			500	銦 Indium	In	114.82	
氮 Nitrogen(dissolved N_2)		14.0067	15,500	錫 Tin	Sn	118.69	0.81
(as NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+)			670	銻 Antimony	Sb	121.75	0.33
氧 Oxygen(dissolved O_2)		15.9994	6,000	碲 Tellurium	Te	127.60	
(as H_2O)			8.83×10^{8}	碘 Iodine	I	126.9044	64
氟 Fluorine	F	18.9984	1300	氙 Xenon	Xe	131.30	0.047
氖 Neon	Ne	20.183	0.120	Cesium	Cs	132.905	0.30
鈉 Sodium	Na	22.9898	1.08×10^{7}	鋇 Barium	Ba	137.34	21
鎂 Magnesium	Mg	24.312	1.29×10^{6}	鑭 Lanthanum	La	138.91	0.0029
鋁 Aluminum	Al	26.9815	1	鈰 Cerium	Ce	140.12	0.0012
矽 Silicon	Si	28.086	2900	Praesodymium	Pr	140.907	0.00064
磷 Phosphorus	P	30.9738	88	釹 Neodymium	Nd	144.24	0.0028
硫 Sulfur	S	32.064	9.04×10^{5}	釤 Samarium	Sm	150.35	0.00045
氯 Chlorine	Cl	35.453	1.94×10^{7}	銪 Europium	Eu	151.96	0.0013
氬 Argon	Ar	39.948	450	釓 Gadolinium	Gd	157.25	0.00070
鉀 Potassium	K	39.102	3.92×10^{5}	鋱 Terbium	Tb	158.924	0.00014
鈣 Calcium	Ca	40.08	4.11×10^{5}	鏑 Dysprosium	Dy	162.50	0.00091
鈧 Scandium	Sc	44.956	0.004	鈥 Holmium	Ho	164.930	0.00022
鈦 Titanium	Ti	47.90	1	鉺 Erbium	Er	167.26	0.00087
釩 Vanadium	V	50.942	1.9	銩 Thulium	Tm	168.934	0.00017
鉻 Chromium	Cr	51.996	0.2	鐿 Ytterbium	Yb	173.04	0.00082
錳 Manganese	Mn	54.9381	0.4	鎦 Lutetium	Lu	174.97	0.00015
鐵 Iron	Fe	55.847	3.4	鉿 Hafnium	Hf	178.49	0.008
鈷 Cobalt	Co	58.9332	0.39	鉭 Tantalum	Ta	180.948	0.0025
鎳 Nickel	Ni	58.71	6.6	鎢 Tungsten	W	183.85	0.001
銅 Copper	Cu	63.54	0.9	錸 Rhenium	Re	186.2	0.0084
鋅 Zinc	Zn	65.37	5	鋨 Osmium	Os	190.2	
鎵 Gallium	Ga	69.72	0.03	銥 Iridium	Ir	192.2	
鍺 Germanium	Ge	72.59	0.06	鉑 Platinum	Pt	195.09	
砷 Arsenic	As	74.9216	2.6	金 Gold	Au	196.967	0.011
硒 Selenium	Se	78.96	0.090	汞 Mercury	Hg	200.59	0.15
溴 Bromine	Br	79.909	6.73×10^{4}	鉈 Thallium	Tl	204.37	
氪 Krypton	Kr	83.80	0.21	鉛 Lead	Pb	207.19	0.03
銣 Rubidium	Rb	85.47	120	鉍 Bismuth	Bi	208.980	0.02
鍶 Strontium	Sr	87.62	8,100	Radium	Ra	(226)	1×10^{-7}
釔 Yttrium	Y	88.905	0.013	釷 Thorium	Th	232.038	0.0004
鋯 Zirconium	Zr	91.22	0.026	Protactinium	Pa	(231)	2×10^{-10}
Niobium	Nb	92.906	0.015	鈾 Uranium	U	238.03	3.3

洋之情況而改變。在海洋中若干上升流顯著之處，若干稀有元素，乃隨深度而增加。除此以外，在海洋其他處所，與生物之豐饒或磷之濃度等均無相互之關係。如圖12—2所示，乃在西經115°處，自南極向北在太平洋中之銀之分佈情形（另一剖面係在西經90°處，亦顯示同一之情形），顯示有一明顯之增加。在南冰洋因磷之濃度很高，故生物極爲活躍。但銀之濃度，則在所有海洋中均甚低微，同時沉澱亦未顯示有機物對銀之吸取。事實上，銀，鈷及鎳等之濃度，有着強烈之區域性改變。如表12—3所示，即可看出。其他稀有元素，如鉫(Rubidium)，C。(Cesium)，以及鉬(Molybdenum) 等，在各海洋中之濃度，則甚均勻。故吾人對稀有元素，除實際作觀測鑒定其存在之情形外，實無法作概括之論列或歸納。

表12—3：銀鈷鎳之平均區域性分佈

海　　　域	銀	鈷	鎳
Caribbean Sea	0.25	0.078	2.1
Gulf of Mexico	0.16	0.84	2.0
Labrador Sea	0.13	0.16	4.9
Northwest Atlantic	0.19	0.21	3.5
Northeast Atlantic	0.25	0.13	3.1
Southwest Atlantic	0.18	0.22	4.8
Southeast Atlantic	0.64	0.25	19.2
Indian Ocean	0.69	1.4	5.4
Central Pacific	0.34	0.75	20
East Pacific	0.23	0.18	5.5
Antarctic (East Pacific Sector)	0.017	0.031	1.6

第三節　控制海水化學狀態之因素

海洋之化學狀態，有三種重要之基本特性：(一)主要電離子之濃度，(二)酸度，(三)氧化與還原能。假若能明瞭何種因素控制此種特性，於是，我們即可知道此等因素，影響海水中大多數元素之濃度以及沉澱之組成情形。

一、溶解度與電離子

吾人均知氯化鈉溶液有導電的效能，而純水則否。故獲知鹽類溶液必含有能帶電流之荷電質點。此等溶液中之導電體，乃稱之爲電離子(Ions)。其

荷正電之離子（Na^+），因係被吸引向荷負電之陰極，故稱爲陽離子；荷負電之離子（Cl^-），因係被吸引向荷正電之陽極，故稱爲陰離子。

假若吾人不斷增加某鹽類於一固定溫度與容積之溶液中，並予攪動之。當達某一程度後，其所增加之鹽類，即開始沉積於容器之底部。此時乃稱該溶液對某鹽類（如氯化鈉）之飽和點。此一化學上之述語，乃表示一種均衡狀態，可用一常數表示之，稱爲均衡常數。在某一鹽類溶液之情況下，則均衡常數，被稱爲溶解度產生常數。例如一種被氯化鈉飽和之溶液，其溶解度產生常數Ksp乃等於鈉與氯離子濃度之生成數（括號係表示濃度）。

$$Ksp = [Na^+] \times [Cl^-]$$

關於溶解度之一般規則，均可依上例說明。唯最重要之一點，吾人應予注意者，即離子濃度之生成數，乃係指臨界狀況下而言，並非個別之離子濃度。所謂濃度，通常乃指每公升之分子數。一分子乃等於元素原子量之質量，單位爲克。任何兩元素之一分子，均具有相同之原子數。

例如某一鹽類MX，其溶解度產生常數爲0.01，則$[M^+] \times [X^-]$之生成數，即當該溶液開始被MX所飽和時，可如表12—4所示。

表12－4：某鹽類MX之飽和溶液（Ksp＝0.01）

$[M^+]$	$[X^-]$	$Ksp = [M^+][X^-]$
10	0.001	0.01
1	0.01	0.01
0.1	0.1	0.01
0.01	1	0.01
0.001	10	0.01

正常之海水，除表層水中之碳酸鈣外，其他所有大部份鹽類（能由大部份離子運合形成），均未達到飽和狀態。就是說，諸如$CaSO_4$，$MgSO_4$，KCl，以及NaCl等更多重要之鹽類，在正常之海水中，均未超過溶解度產生常數。假若予以蒸發而增加離子之濃度，則各鹽類將發生沉澱，以致各溶解度產生常數，必被超過。

據證明海水主要成份之濃度，特別是陰離子，基於大多數不溶解物質之溶解度產生常數關係，使得若干次要及稀有元素之濃度達於最大。

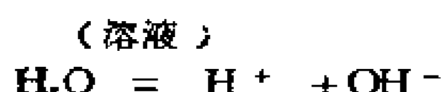
海水中無數少量之元素，發現其各個陰離子，可形成複合體。以致能增加其溶解而達於大多數不溶解鹽類之溶解度產生常數之上。因此，像氯化銀一樣，雖然在純水中極不易溶解，但在氯化鈉溶液中，則其溶解之數值，仍

增加甚多。蓋由於增加氯離子濃度，即使銀離子 Ag^+ 濃度，大爲消減，而複合氯之複合體如 $AgCl_2^-$ 之濃度，則仍然很高，並足以增加溶解銀之總量。

鹽類在鹽質水中比純水或河水中，通常具有較大之溶解度產生常數。即使特別之複合體並未形成，亦係如此。例如硫酸鋇之溶解度產生常數，在純水（或河水）中爲 10^{-10}，而在海水中則爲 10^{-8}。即海水中之硫離子濃度，，約爲河水中之100倍，且海水中與河水中鋇之濃度相同，於是其溶解度產生常數乃各別爲 10^{-4} 及 10^{-10}。

二、海洋之酸度

溶液之酸度，可由氫離子（H^+）之濃度表示之。水分子由氫與氧所組成，當置於溶液中，亦可如無機物或鹽類，可經由分解而形成離子。鹽類如氯化鈉者，在實用中可完全分解，而水之分解，則遠不完全。關於水之分解，可寫成下式：



（溶液）

$$H_2O = H^+ + OH^-$$

此種反應之均衡產生常數，亦可像溶解度產生常數一樣，寫成下列形式：

$$K_a = [H^+][OH^-]$$

在純水中，每一氫離子（H^+）均由分解而形成，氫氧離子（OH^-）亦必隨之形成；且各自之濃度相同。其均衡產生常數 K_a 在大氣壓力及 25° C 時約爲 10^{-14}，故純水之氫離子，和氫氧離子的濃度，乃各爲 10^{-7}。即純水一公升中有一千萬分之一克之氫離子，和同樣的氫氧離子。此種關係，不僅指純水而言，對於其他溶液，也能適用。即（H^+）或（OH^-），祇需知其中之一，即可計算出另一值。通常所測定的是氫離子的濃度，假使氫離子濃度大於 10^{-7}，則呈酸性，與 10^{-7} 相等是中性，小於 10^{-7} 則呈鹼性。但此種表示方法，實過於複雜，故通常爲表示氫離子之濃度，係以PH符號代表，此值乃氫離子濃度之倒數之對數。即 $PH = \log 1/(H^+)$

如中性溶液之氫離子濃度爲 10^{-7}，則 $PH = \log \frac{1}{10^{-7}} = 7$，故PH值少於7時，爲酸性溶液，大於7時，爲鹼性溶液。

海水略呈鹼性，其PH值約自7.5至8.4。在特種情形時，亦能低至7.5以下，或高至8.5以上。此種變化，受海水中碳酸含量的影響很大。蓋海水通常多由二氧化碳氣體，碳酸，以及碳酸鈣等混合（空氣，河川排水，

動物之吸收作用，生物遺骸與海底沉積中有機物的分解作用，均為供給二氧化碳之來源；另一方面，海洋植物的同化作用，可使二氧化碳含量減少。）不論是二氧化碳溶於海水，或酸式碳酸鹽在海水中分解與循環，均有碳酸根離子 $CO_3^{=}$ 與碳酸氫離子 HCO_3^- 因前者呈強鹹性，後者呈弱鹹性，而氫離子濃度增大，因此可降低溶液之PH值。如下式所示，即可看出：



$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \rightleftharpoons 2H^+ + CO_3^=$$

又此項碳酸可與碳酸鈣發生強烈之反應，而增加PH值，其反應式如下

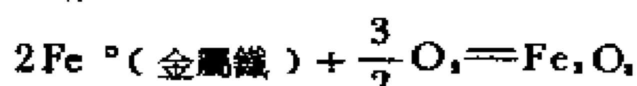


$$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{++} + 2HCO_3^-$$

據證明由碳酸所分解而來之氫離子，部份被用以與由碳酸鈣 $CaCO_3$ 分解而來之碳酸根離子 $CO_3^=$ 形成碳酸氫離子（HCO_3^-）。此項反應乃可引起溶液之PH值之調整。因此，我們可以說廣大容積之海水溶液；其適應多餘之酸性與鹹性之變化所具之特性，實乃一種最佳之緩衝劑。

三、海洋中之氧化與還原

將一塊鋼鐵暴露於大氣與雨水中，接受氧化，結果乃產生一種所謂鐵鏽之物質。此種鐵鏽多係FeOOH 或 Fe_2O_3 所組成。其化學式如下：

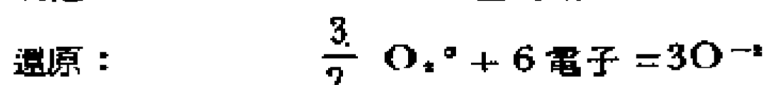


$$2Fe^{\circ}（金屬鐵）+ \frac{3}{2}O_2 = Fe_2O_3$$

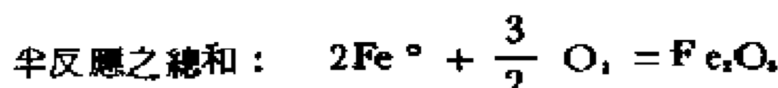
此種反應亦可寫成兩種半反應 (Half-Reactions) 之總和：即一乃鐵之被氧化，另一爲氧之被還原。氧化乃電子之損失，還原則爲電子之獲得。故所謂氧化還原反應，實際上乃是一種電子之轉換。



氧化：　$2Fe^{\circ}$（金屬鐵）$= 2Fe^{+3} + 6$電子



還原：　$\frac{3}{2}O_2^{\circ} + 6$電子 $= 3O^{-2}$



半反應之總和：　$2Fe^{\circ} + \frac{3}{2}O_2 = Fe_2O_3$

大氣中氧之壓力很大，可保持光合作用，結果促成金屬鐵之氧化作用之完成。假若在一密封之系統，且僅供以限量之氧氣，則其反應必變爲：僅氧化限量之金屬鐵以降低氧氣壓力至一均衡之值。

因電子在氧化還原反應中被轉換。假若吾人能想像反應之發生，係連接一電壓計於一電線，而使電子經由該電線轉換之。則直到反應已達於均衡爲

止，吾人將可見到此兩"半電池"(Half-cells)間之電壓位能差。所以，我們能想像得到，各"半電池"當有一種電壓位能。在均衡時，氧化位能必恰好等於還原位能。

通常，外洋海水乃是一種高度之氧化劑，對許多元素在溶液中具有高度之氧化作用。然而在近岸海域以及限制之海盆海域，因有機物之影響，可減少分離氧之含量，結果乃可促致若干元素之較多還原狀態。例如鉻(Chro-mium)在暴露之海水中，主要係以$CrO_4^{=}$(Cr^{+6})存在。而在還原之環境下，則呈Cr^{+3}之形態。

第四節　海洋化學與海洋礦物資源

由大陸經風化與河川運送而來之海水若干主要成份，其發生之情形如何，現擬就其均衡情形，將各成份之來源與數量以及其在海中之儲存情形，簡略分述如下：

一、河川對海洋物質之供給率與組合成份

由世界各河川每年所供給之溶解物質總量約為36×10^{14}克。河水之組合成份，因地球上各處之氣候不同以及各地之岩石型態有異，故有甚大之變化。然而在河水中各主要離子之平均濃度，如表12－5所示，將作為我們討論之合理依據：

表12－5：河水之平均成份

成份	毫克/公升
HCO_3^-	58.4
$SO_4^=$	11.2
Cl^-	7.8
NO_3^-	1.0
Ca^{++}	15.0
Mg^{++}	4.1
Na^+	6.3
K^+	2.3
(Fe)	(0.67)
SiO_2	13.1
總量	120.00

鈉，鉀與氧化矽（SiO_2）等，係由通常之矽酸鹽礦物如長石，經由碳酸作用而來，而碳酸本身則係由有機物質之細菌作用而來，茲將其反應式列出如下：



$$鈉長石 + H_2O + CO_2 = 高嶺土 + Na^+ + HCO_3^- + SiO_2$$

在若干河水中，發現氧化矽，鈉以及碳酸氫離子之濃度，與存在於沉澱中之高嶺土，基於上述之反應，常可達一均衡之濃度。

鈣與鎂，主要係由石灰石與白雲石而來，小部份則由矽酸鹽礦物之離解所供給。此等分解之主要營力，仍然係泥土中生物作用所發生之碳酸而促成。其反應式如下：



$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 = Ca^{++} + 2HCO_3^-$$

另一種最主要之離子，乃硫酸根離子（$SO_4^=$）。乃是由溶解之硫酸鎂與硫酸鈣所形成之石灰石與白雲石溶液中之一部份。其形成則是由硫化鐵(黃鐵礦）經氧化作用而來。硫化鐵，發現在許多種岩石形態包括沉澱之儲積中，乃是一種最重要之附屬礦物。其對鈣之反應，可如下式所示：



$$4FeS + 9O_2 + 4H_2O = 2Fe_2O_3 + 4H_2SO_4$$



$$及\quad H_2SO_4 + CaCO_3 = Ca^{++} + SO_4^= + H_2O + CO_2$$

除上述該等離子，係直接由岩石之風化作用而來以外，尚有若干數量之海鹽，經風力之運送，再由雨水携降於溝渠等處。因此，在河水中，尚可發現若干氯離子之成份。蓋大部份之氯，發現係由附於沉積岩之鹽類經漂洗溶解而來。

河川中之溶解浮質以及沉澱，其帶入海洋者，假若其組成仍保持穩定狀態的話，最後必將從水中被大量遷移。吾人可見發生於海水中之許多稀有元素，其濃度遠比大部非溶解鹽類元素之預期溶解濃度要低。此即表示由其他方法可有效將元素遷移而保持一甚低之程度。

大多數大量之遷移作用，多爲鈣，鎂，鈉，鉀，碳，硫以及矽等元素。以下即將討論此等元素在海洋環境中之遷移型態。

二、鈣之海洋儲量

海水中鈣之消減，主要係由於海洋有機物之碳酸鈣之沉積，然則何處發生此種情形？爲近海中軟體動物之貝殼與珊瑚之沉積？抑或爲深海中球菌類與有孔蟲類介殼所造成？對於近海中之沉積率，由於碳酸鈣之凝固以及沉澱

之堆積，其變化很大，故很難作精確之測定。然而對深海中碳酸鈣之平均堆積量，則可予以決定。

表 12—6 所示，乃各海洋中碳酸鈣之沉澱數。唯值得懷疑者，即全部海洋中碳酸鈣之深海堆積總量，與大西洋比起來，若其他海洋爲其半數時則尙不足，若與其相等時，則顯示其數值過大。

表 12—6：各海洋中碳酸鈣之沉積量

海洋	深海沉澱中 $CaCO_3$ 之平均百分比	黏土平均堆積率 g/cm^2/每千年	$CaCO_3$ 總堆積率 $10^{16}gCaCO_3$/每千年
大西洋	43.7	1.20	77
太平洋	37.8	0.30	30
印度洋及所有其他海			30
總計			137
大西洋與所有其他海洋相等之沉積率			154
所有其他海洋等於大西洋之半數時之沉積率			115
河川供應			122

三、碳之海洋儲量

當每一鈣或鎂離子從石灰石中分解時，必形成兩個碳酸氫離子。因爲在碳酸鈣之沉降中，僅需此兩者之一卽可；另一則必被另派用途，以避免增加海洋中之濃度。其途徑在大部份情形下多是生物作用，因海洋植物多直接從海水中利用碳酸氫離子以進行光合作用。隨同此等碳之初步凝固及其他之步驟，再經由海洋生物之呼吸作用，乃有二氧化碳之釋放於大氣中。因此，當每一碳酸鈣分子沉降時，必有一個二氧化碳之分子終將釋放於大氣中。

四、鈉與鉀之海洋儲量

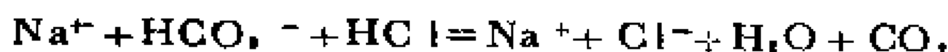
就吾人所知，碳酸氫離子亦係矽土風化之生成物。假若在海洋中由矽土之風化而來之鈉與鉀，不發生反應的話，則海中必堆滿碳酸鈉與鉀，且PH 値必大爲上升，使鹼性溶液增加，終致毀滅海洋中之大部生物。然此情形，在過去與現在均未發生。故鈉與鉀離子何以得被消滅，而氫離子又得與碳酸

氫結合而允許二氧化碳之逃逸？此實牽涉到黏土礦重組之作用。玆舉例如下



$$高嶺土 + SiO_2 + Na^{+} + HCO_3^{-} = 鈉長石 + CO_2 + H_2O$$

一種礦物酸諸如氯化氫酸，可由火山作用而加入，其比率正如加入碳酸氫鈉一樣，因此亦可使溶液得以中和。其反應式如下：



$$Na^{+} + HCO_3^{-} + HCl = Na^{+} + Cl^{-} + H_2O + CO_2$$

同時，矽則可由生物作用而消滅。

鈉與鉀在黏土礦中，由於鈣離子之釋放，而得以彼此交換。

五、鎂之海洋儲量

據觀測結果，將河中黏土與海水接觸，必放出鈣與氫離子，而吸收鎂離子。唯此等交換之數量，並不足用以計算隨同碳酸氫（或硫）一起被帶入海中之鎂之全部數量。因此乃需要碳酸氫鎂之被消滅，即由含碳酸鎂之白雲石或含高度鎂之方解石之沉降，或由蒙脫石之變爲綠泥石而發生氫氧化鎂之結合，均可使之消滅。然而此等作用，在現今海洋狀況中，並未顯示其數量之重要性。因正如吾人所知，大部份碳酸鈣係儲積於深海中，事實上此等碳酸物之鎂離子甚低（$<0.05\%$Mg），以致低估了深海中儲存碳酸鎂之消滅。而被引起繼續尋求在矽酸鹽中之反應。

六、矽之海洋儲量

海水中矽之消滅，有兩種主要途徑：(一)由於黏土礦之無機反應；(二)由於矽藻，放射蟲以及其他生物等之有機消滅。

將黏土礦置於含矽之濃度比海中還要大之海水溶液中，乃可發現矽之濃度，必大爲減低。此一現象，發現於密西西比河三角洲附近，因該處有富矽之泥質河水與墨西哥灣海水相混。此種效應，並未發生於其他大河口外，可能係因黏土礦之數量，比較要低之故。

至於生物性消滅之證明，則係直接的。除南極海，北極海，以及太平洋赤道區，因多矽之生物性堆積外，在近岸海域，矽亦容易在海水中消滅。在狹長之斷岩海灣如長島水道 (Loug Island Sound) 等處，矽多被外洋海水以及淡水所吸取，此全部由於矽藻之作用。在此等環境中，其最特殊之例子，如加里佛尼亞灣，該處矽之儲積總率，竟超過河川之供給因素之 100 倍。此乃顯示係由外洋中所吸入。

除河川外，另一矽之來源，乃冰河區域，例如南極即是。矽酸鹽，包括石英，經由冰河作用等運動之磨成碎粉，以致可更易變爲溶液。

七、硫之海洋儲量

硫通常係以硫酸離子帶入海洋。雖深海生物常用以作爲必需成份。其在海水中之濃度，並不受正常之海洋生物作用之影響。在深海水停滯之處，例如黑海中之深海水，硫之還原作用由於產於硫化氫，以至可降低海水中硫之濃度。

在大陸棚之淺海停滯泥質處，因高度之生物含量，可大量發生硫之還原。在沉澱中所產生之硫化氫，通常並不達到過大之含量，因其在沉澱中可與氧化鐵發生反應而產生黑色之硫化鐵。尤其當低潮或海浪擾動沉澱時，硫化氫可逃逸而發生如腐蛋之臭味。

當硫酸鈣在蒸發甚大之海域沉降時，硫亦可在海水中被消滅。

習題十二

1. 試述影響海水化學成份之原因有那些？
2. 何謂海水化學元素之相對比例定律？
3. 試述海水之主要化學元素有那些？
4. 試述海洋中之營養元素有那些？
5. 試述營養元素之混含於海洋植物與動物中者是那些？
6. 試述海水中含氧的情形？
7. 何謂溶解度產生常數，並舉例說明之？
8. 試述PH值之意義，其與溶液之性質關係如何？
9. 試述海水中PH值之變化情形，何故？
10. 試述海洋中各種礦物之儲量情形？

第十三章　海洋生物資源

第一節　海洋生物之種類

海洋生物之種類，以其性質不同，可區分爲海洋植物，海洋動物，以及海洋微生物等三類。以其生活習慣不同，可區分爲浮游生物，自游生物，以及底棲生物等三類。本節將依後者之分類，介紹於下：

一、浮游生物 (Plankton)

凡漂浮於水面或懸浮於水中之微小生物，其本身無自游能力，或游泳能力非常微弱，而必須依賴風力，水流以及水之浮力等，以助其運動者，均稱爲浮游生物 (Plankten)。此種浮游生物中有植物也有動物，所以又分爲浮游植物 (Phytoplankton)　，與浮游動物兩種 (Zooplankton)　。

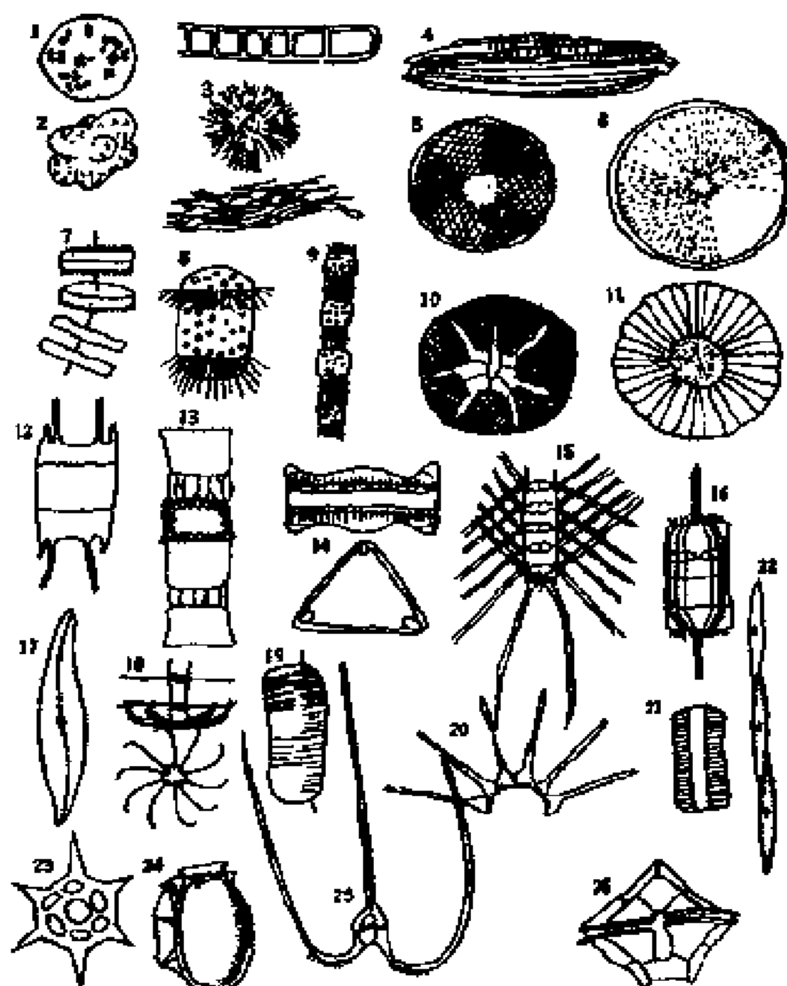
浮游植物（如圖 13-1　），如矽藻類 (Diatom)，鞭藻類 (Peridiniales)，矽質鞭蟲 (Silicoflagellates)　，以及綠藻與藍藻 (Algae) 等，其中以前二者的種類爲特多。浮游動物的種類更多（如圖 13-2　），可分爲原生動物，腔腸動物，輪蟲類，矢蟲類，線形動物，橈足類，甲殼類，棘皮動物幼生，翼足類，紐蟲幼體，多毛幼生，皮囊類，魚幼體等。浮游植物，大多以體內之葉綠素行光合作用，而自行製造養分，並可放出多餘之氧氣。浮游動物，其食物來源，依靠外界或其他生物，並吸收氧氣，以行呼吸，放出二氧化碳，以完成海洋中之碳循環。

二、自游生物 (Nekton)

在海洋中能自動游泳覓食之生物，乃稱爲自游生物或游泳生物。因生物本身有運動之能力者，必爲動物，故又稱爲游泳動物。

(一)　無脊椎動物 (Invertebrate)

1　水母類 (Jellyfish)　若干水母類生物，因其游泳能力甚弱，通常係



1. 綠藻　2－4　藍藻　5－22　矽藻　23. 矽質鞭毛　24－26. 雙鞭

圖 13-1 浮游植物。

隨水流漂浮，故多分類在浮游生物之內。但仍有少數類生存於遠洋之水母類，具有游泳能力。

2　頭足類 (Sephonophores) 此類屬於軟體動物，其頭部長足，例如烏賊，章魚等即是。

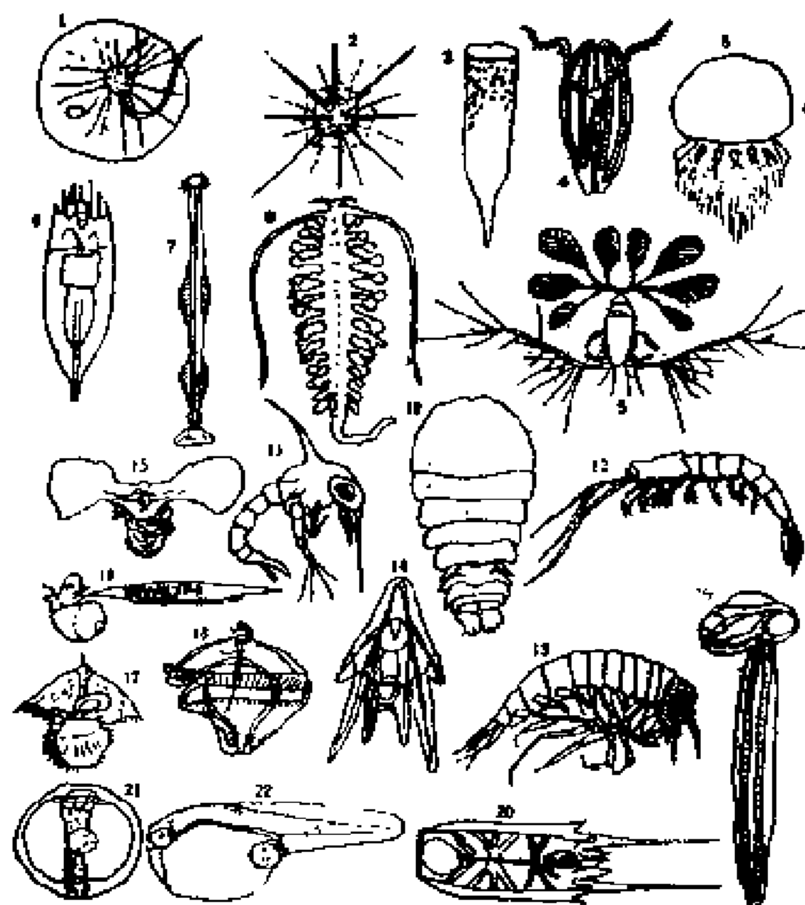
3　甲殼類 (Crustaceans)

4　龍蝦類 (Prawns)

(二) 脊椎動物 (Vertebrate)

1　海鳥類　多潛入水中捕食魚蝦，以維持生活。例如企鵝 (Penguin)，海鷗 (Larus Canus)，及信天翁等是。

2　爬行類　例如玳瑁，海龜，海蛇等具有潛水能力之游泳生物，均屬此類。



1－3. 原生動物　4－5. 腔腸動物　6. 輪虫類　7. 矢虫類　8. 環形動物　9—10. 橈脚類　11－13. 甲殼類　14. 棘皮動物幼生 15－16. 翼足類　17. 紐虫幼體　18. 多毛幼生　19－20. 皮囊類　21－22. 魚幼體

圖 13-2 浮游動物。

3　圓口類　為脊椎動物中之最下等者，口圓而呈吸盤狀。

4　板鰓類　一切鮫或沙魚，鱝等動物均屬此類。且大部份多為食肉性魚類。

5　魚類　魚類之種類繁多，因海洋之環境不同，而有各種不同之魚類。

6　哺乳類　多為胎生游泳動物，通常可分為下列四類：

(1) 裂脚類　以海獺為代表。具人類習性，仰泳於海中以抓取食物。以臂抱幼獺，並知小心梳洗其鬍鬚。

(2) 鰭脚類　四肢呈鰭狀，種類甚多，分佈於寒帶與溫帶海洋。以海

獅、海豹、海狗等爲代表。

(3) 海牛類　具人類若干習性，可分兩類。一爲人魚 (dugong)：有稍長頸項，每胎僅產一嬰。一爲海牛 (Manatee)（圖13－3），草食，多生長於加里本，南美等之海灣河口處。

(4) 海鯨類　胎生，係用肺呼吸，體溫恆定。外形似魚，爲哺乳動物中之最大者。早期爲陸地動物，後轉入海洋，前肢漸變爲鰭，後肢則漸消失。

三、底棲生物

凡附着於海底或棲息於海底附近之生物，均稱爲底棲生物 (Benthos)。因此海底生物，又可分爲海底植物與海底動物等兩類：

(一)**海底植物**附着於海底之植物，主要係各種藻類。茲分述如下：

1　**藍綠藻**　爲組織甚小而脆弱之植物，且若干僅具單細胞。



圖13-3 海牛（馬亞米水族館）

2. 綠藻　呈綠色，俗稱樅針（Fir Needle），食味美，日人稱 Satsuma。

3. 褐藻　爲常年生海底植物，世界若干海域於水深 35 至 50 呎處，常蔓生達數浬之地區。褐藻中含碘，乾燥褐藻中含約百分之三十五之氯化鉀，可用作肥料。

4. 紅藻　多產於沿岸海域，尤以美國西海岸之潮湖最多。營養豐富，愛爾蘭人常用以調製布丁，及作麥粉與牛奶之原料。據估計每畝可生產 25 至 50 噸之紅藻，而小麥生產則僅每畝一噸。故將來必成爲人類生活之主要食料。

5. 黃綠藻　此類海藻，常具動物性質，故若干學者，並不同意此一分類。

(二) 海底動物

1. 多孔類　以海綿爲代表。形似植物，無神經系統及特別之器官。但具有某種細胞，可吸取水中之細弱植物與動物。

2. 腔腸類（Coelenterata）　以珊瑚等爲代表。雖形似植物，但仍屬動物之腔腸科。此類之其他，如水螅（Hydroid），海葵（Sea Anemones），水母（Jellyfish）等是。

3. 扁形動物類（Platyhelminthes）　多穴居海底，如扁平之海蟲。吃食小型浮游動物或廢物，而其本身又常爲較大動物之覓食對象，故成爲食物鏈中之重要部份。此等動物之體形，自一吋至 75 呎，大小不等。

4. 苔蘚動物類（Bryozoa）　多生長於海底之岩石上，爲群棲且形成殼層。

5 腕足類（Brachiopoda）　爲古生物之遺留者，形似燈罩，生長於岩石以及潮區。從化石之殼發現，約有 3,500 種之多，證明此乃古生代及中生代之多產動物之一種。

6 棘皮動物類（Echinodermata）　主要爲星魚（Starfish），其特性有二：一乃輻射形之結構，一爲粗糙帶刺之皮。

7 貝殼，軟體動物類（Mollusk）　由鮑魚（Abalone）至章魚（Octopus）。因其具有同一形式之貝殼，故均屬貝類。其他如烏賊（Squid）墨魚（Cuttlefish），均屬貝類之一支。

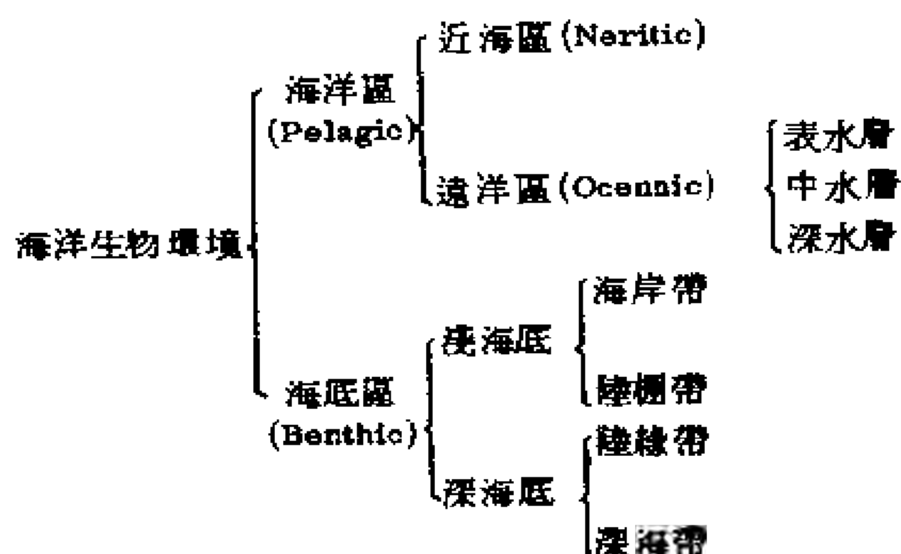
8. 甲殼類（Crustaceans）　此類乃蟹，蝦，以及龍蝦等，爲人民最喜愛之食物。

9 蛛形類（Arachnoidea）　海蜘蛛，其腳呈懸吊，長達兩呎。

第二節　海洋生物之環境

一、海洋生物環境分區

生物因生活之環境不同，而形成不同之生態。海洋生物之生活環境，可依下表之分區。讀者並可參閱圖 13－4，以明其梗概。



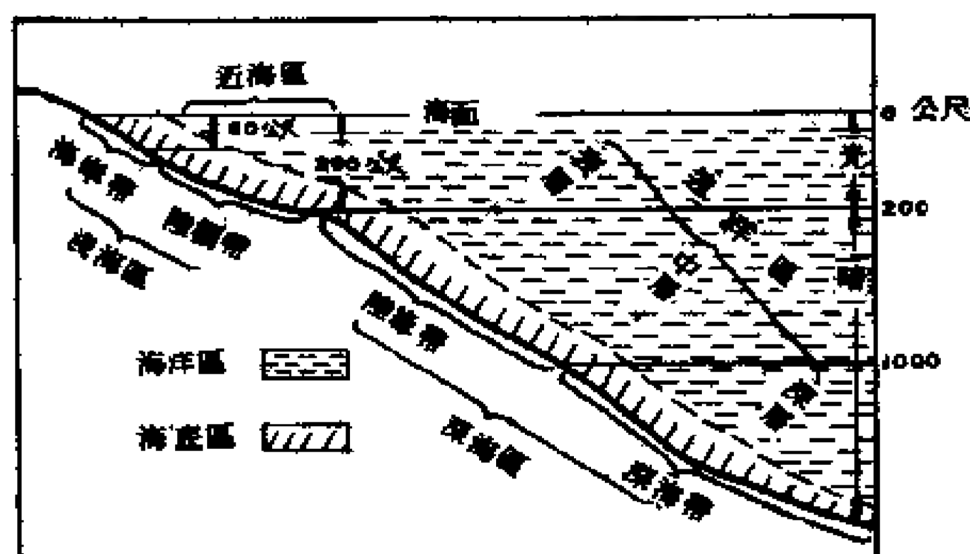


圖 13－4　海洋環境分區。

二、海洋區環境

海洋生物之生活環境，依上所述，可分爲兩大部份，一爲海洋區，一爲海底區。所謂海洋區，乃指海洋之整個水體而言。因此乃成爲一般浮游生物與自游生物之活動場所。海洋區又分爲近海區與遠海區兩部份。

近海區，通常乃指大陸棚上之淺海水體而言。此區受潮汐之影響甚大，水流擾動急劇，因此海水之組成與溫度之變化均較深海爲大。但因水中懸浮之營養物質豐富，故爲游泳生物最佳之活躍場所。因此魚類繁殖茂盛，形成近海漁場，而爲海洋資源蘊藏最豐富之區域。

遠洋區乃指大陸棚以外之深海全部水體而言，故通常又將其分爲三層。從海面到水深 200 公尺左右，稱爲遠洋表層 (Epipelagic Zone)，此層包括全部同溫層，與一部份變溫層，由於日光可以穿透，使海生植物與浮游生物，均可進行光合作用，故浮游生物，大多集結在此層內，凡以浮游生物爲覓食對象之海洋動物，亦多生活於此水層。此層佔地球表面之最大部份。從水深 200公尺至1,000 公尺之水層，稱爲遠洋中層 (Upper Bathypelagic Zone)，此層透過之光線甚少，溫度保持甚低，且少季節性變化。不受風浪影響，海況變化不大。硝酸根與磷酸根之濃度最大，或稱硝酸鹽與磷酸鹽濃度最高層。但含氧最低。水深在1,000 公尺以下者，稱爲遠洋深層(Lower Bathy-pelagic Zone)，此層水溫極低，完全黑暗，除少數可自行照明之生物外，其他多種生物，都不在此層活動。因壓力極大，活動之生物，亦多畸形。

三、海底區環境

海底區環境，又可分爲兩大部份。一爲淺海區，一爲深海區。通常係以 200公尺水深線爲界。此即約在大陸棚之外緣處，且亦爲光線無法再行穿透之分界範圍。

(一) 淺海底環境

淺海底再分爲海岸帶與陸棚帶。海岸帶乃指從高潮線到水深 40 公尺或 60 公尺左右之地帶，通常係隨海底植物之生長情形而定。因光之穿透足夠與否，可影響植物之光合作用，因此，在高緯處，其界限常較淺，而低緯處則較深。若干作者，將淺海底分爲潮間帶與陸棚帶。所謂潮間帶 (Intertidal Zone)，乃指高潮與低潮線間之海濱範圍。唯世界各海域潮差之情形，甚不相同，有的地方，潮差高達 15 公尺，而有的海域則不足一公尺。生存於此帶間之生物，常具有海陸中間生物型之性質。此等海岸，常遭受浪濤等之

衝擊，故生物需具有較強之適應力。同時因底質——沙，泥，岩石等，以及水溫，鹽份等之變化亦大，故生物型態亦甚複雜。通常甲殼類以及魚類均於高潮時在此區覓食，而某些遠洋小魚，亦在此區產卵且貯藏於沙灘中。

(二) 深海底環境

深海底環境又可分爲陸緣帶與深海帶兩區。所謂陸緣帶乃指大陸棚邊緣以下到水深 800 公尺與 1,100 公尺左右之範圍。深海帶則包括陸緣帶以下所有之深海海底。此區之環境，相當一致。水溫均低，通常從 5 °C 至 − 1°C，且缺乏陽光。因無季節性變化，故一切淺海區有季節性之生物現象，均不發生於此區。外洋中之海底水並非停滯不動，至少在高緯區有垂直之流動，足以供應飽含空氣之水體。深海底不生產植物，是否有自營細菌製造食物，則未可知。動物多爲肉食類，主要覓食物賴有機物之碎屑。

深海底之沉澱，自陸緣至遠洋海底，多少具有若干之區別。通常可分爲陸源沉澱，生物性或海洋性軟泥，以及紅黏土等。沉澱之性質不同，可反映出海底動物之生存量。通常陸源性沉澱之海底，因食物豐富，故生物較多。而遠離海岸之深海紅黏土海底，則最爲貧乏。至於生物性沉澱之軟泥海底，常視生物遺骸之沉降情形，而有多寡不同之分佈情形。

第三節　海洋生物之生活

一、海洋生物之棲息

海洋生物之棲息，常可以水層以及水溫等的不同，而可分爲若干棲息地帶。然大多數水產動物，爲適應海洋環境之改變，常具有移棲的特性。茲按其移動的程度，分四類說明如下：

(一)定棲型 包括蠔（牡蠣），蛤，貽貝，鮑魚，與海扇等。這一類水族，有會爬行的，如鮑魚；有會飛躍的，如海扇。但成年後的生活，必固居於一極小的天地裡。

(二)安棲型 此類水產動物，喜安棲於狹窄之水域。但可能對自然現象的影響，有所反應，而有小規模之移動。其洄游的情形，計分爲下列四種。

1　晝夜洄游 乃常在一晝夜之內，作溯河而上與順流而下之移動。例如鱒魚的洄游，即屬於這一性質。它們白晝在河淵裡潛伏，入夜或到黃昏，則游到淺瀨區覓食。另一些魚類，則習慣於在夜間洄游近陸岸的水域。

2　潮汐性洄游 淺灣內常有若干魚類，隨潮汐之漲落而出沒。在漲

潮時游近海岸，落潮時則隨流游走。

3 **隨機散游** 此乃無目的的移棲。例如比目魚，龍蝦，以及其他若干安棲型的水族，都從產區漸向各方向移棲。

4 **季節性移動** 季節使水溫改變，於是若干魚類乃有作潛浮或遠離之適溫性移動。例如小河的鱒魚，到了夏季，即四出尋覓「泉洞」棲身。

(三)發展型 (Developmental Migrant) 有些魚類生長到某一階段後，由於生理發育的需要，必然易地棲息。例如淡水河中的幼鮭，當其長大時，即降河而下，直抵大海，有時可達千百里之遙。美國條紋小鱸 (bass)，從南方的產卵中心，沿新英格蘭海岸向北洄游，一直可到 Fundy 灣。

(四)週年洄游型若干魚類，如鯖、鯖、砂蝦，以及烏魚等，都有規律地作一年一次的洄游。

二、海洋生物之食物鏈

海洋生物與其環境的相互作用，即海洋中營養元素之循環作用，已在海洋化學一章中論及。海洋中碳、氫、氧、氮、磷等營養元素，從此一生物轉移至另一生物體中，且由有生命體轉移於無生命之環境中。其轉移之方式，不外此等營養元素，首先供給浮游動物之食用，與藻類植物等之營養；浮游動物與藻類等，又供肉食動物（小魚吃浮游動植物與藻類，大魚再吃小魚）之捕食；肉食動物死後，經由細菌之分解，再成爲營養元素。如此循環不已，而形成海洋生物之食物網。

食物網內不同之通道，可協助生物資源之穩定。如某一漁區內，鯷魚因水溫變化而天然死亡，數目減少，則鰹魚可能挨餓。但事實並非如此。因鯷魚減少，其所食之浮游植物，可供更多浮游動物食用，而浮游動物，則可供鎖管爲賊較好食物，於是鎖管大量出現。因此，鰹魚轉以鎖管爲食，而殘餘之鯷魚，乃得以乘機繁殖，增加資源量。

食物網中交互通路之數目愈多，則網中生物的資源族群也愈穩定。此等通路，即形成海洋生物之食物鏈。茲分述如下：

第一鏈 海洋中的食物鏈，是由一些微細的有機物開始。蓋溶解水中之無機元素，如碳、氫、氧、氮、磷、鉀、鈣、矽及其他化學元素之化合物等，加上陽光，溫度，被水中微細漂浮生長之原微植物如矽藻，綠藻，藍藻等所吸收作用，以營光合作用。乃形成海洋生物食物鏈之第一鏈。

第二鏈 爲微細動物及浮游動物所形成。內多屬原生動物，輪蟲類，及小甲殼動物等。原生動物體極細微，包括變形蟲類，纖毛蟲類，及鞭毛蟲類

等，直接以浮游植物爲食物。小甲殼類，及浮游甲殼動物，包括橈足類，介形類（Qstracods），及枝角類（Cladoceraus）等，是以原生動物爲食。

第三鏈 生物之體形漸大，但因數目變少。倘在一畝水域中量之，浮游植物之數量，可生長數億以上，而浮游動物，則以數百萬個計量。多數肉食性魚類之幼苗時期，即以浮游動物爲食物。

第四鏈 爲海洋中之蠕蟲類，以及各種無脊椎動物。其數量，每畝僅以萬計。

第五鏈 可以糧秣魚（Forage Fish）爲代表。本類爲草食性之魚類，如鯷，虱目魚，鰷魚等。此等魚類係以第四鏈生物及植物爲食。同時被肉食性動物所捕食。一般水域中，每畝可維持數千條此等魚類之生活。

第六鏈 爲彼此互相爲食，甚乎同類也自相殘食之「鱉鰠魚」等肉食性動物。如大口鱸，石斑，梭魚，黃鰭，旗魚，鮪魚，鯊魚，海豚等是。此等魚類之成魚，平均每畝水域中，只能維持數百尾而已。

第四節 海洋生物資源之開發

一、海洋之生產力

海洋中利用無機溶解性鹽類，進行「光合作用」，造成有機化合物者爲藻類植物。尤其是下等藻類之原微植物。海洋中以吃海藻而生活之動物，固然不少，但一切水產動物皆直接間接依賴矽藻，鞭蟲藻之類爲活。牡蠣，鯷魚是以矽藻爲食之著例。絕大多數之無脊椎動物，是以吃原微植物長大，再供肉食性魚類爲餌。

海洋之生產力，是指某一海區，在日光、水溫、海水之化學成份等支配下，所形成之「生產量」之最大限度而言。所謂「生產量」者，依 Thienemann 所下之定義：乃一定水域內，在一定時間所製造出有機物之總量也。生物資源研究之生產量，又分爲總生產量（Gross Production）與純生產量（Net Production）兩種。總生產量，是指一定區域內在一定時間中生物之同化量。純生產量，是以一定時間內開始到終了，其間有機物含量之增減數量來表示。

海洋生產力之測定，通常可分爲三方面進行。

(一)海洋調查利用放射性炭 C^{14} 以測定海洋生產力。此法測定同化作用及水質之情形，方法直接正確，現已被廣爲採用。

(二)生物調查 施行浮游生物之定量觀測，以明瞭海洋生物之消長情形

(三)漁業調查 漁業資源，通常以豐度（Fertility）表示。海底漁場，係採取海底一定面積之底棲生物計算其現存量；中層及表層漁場，依單位面積，單位漁作力（一竿，或每百支釣鉤等）以表示該海區之生產力。

二、海洋無機環境對海洋生物之影響

日光對海洋生物的作用，已在第六章海洋能量傳播中述及。而海洋水團溫鹽之特性，以及海流等對海洋生物之影響，亦已分別於本書各章中論及，除此以外，尚有甚多因素，均可影響海洋生物資源之開發。

例如海水中之氧，是供動植物呼吸之用。海水中的二氧化炭，一方面因植物的同化作用被其吸收，一方面則因動物的呼吸，而還之水中。二氧化炭含量的多少，可以影響海水的酸度，普通海藻類所適應的酸度，約在7.2至8.4之間。海洋動物所適應的酸度，約在7.6與8.4之間。動物的氧消耗量隨酸度而變。在鹹性液內，便於動物的繁殖與細胞的分裂。故水團化學特性的改變，常爲魚獲量增減的重要原因。

氣象水文狀況與魚類之生產，亦有重大之關係。大量之營養物質，自陸地經由雨水帶入海洋，可增加浮游生物之繁殖。海水自表層至底層之性質，若完全混合而變得相同，則魚類必顯貧乏。若有層次分明之水團存在，則因比重之影響，可使陸地流入海中之營養物質，阻延其沉降率，而懸浮於某一薄層水面，從而有利浮游生物之成長。唯有時上升流，雖使水層混亂，卻可將海底沉積之有機營養物帶至海面，此又爲促進浮游生物成長之另一方式。

海洋中浮游植物之增多，雖可供若干魚類覓食，然有時對魚類之生產，卻有着相反的影響。蓋浮游植物通常阻礙魚群與鯖魚等之通路，而延遲其抵達漁場之時間。故浮游植物大量產生之區，可造成魚類之大量死亡。通常即稱之爲紅潮（Red Tide）。

由此可知，海洋生物資源之開發，實有賴海洋諸般環境之深入調查與研究。

三、海洋生物資源開發狀況

(一) 世界水產生物資源

地球表面海洋生產總量，略呈高緯度海域，產量高，品種單純；低緯度則產量較少而品種複雜。根據國際糧農組織統計：以1954至1957四年之平

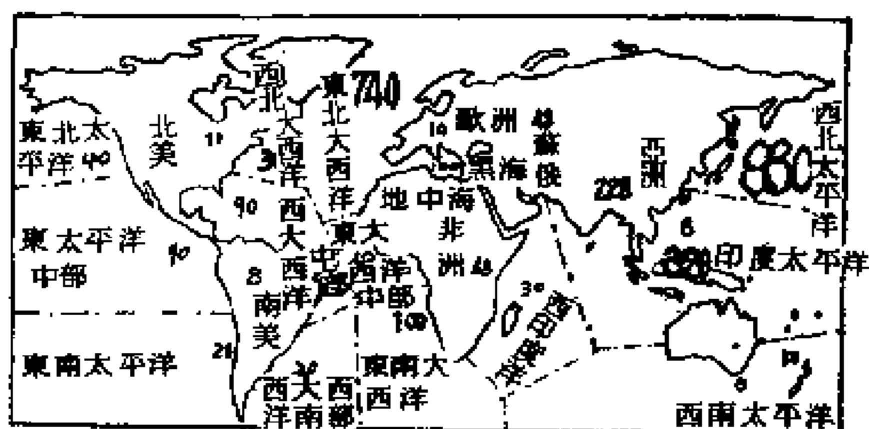


圖13.5 世界漁場分區圖。

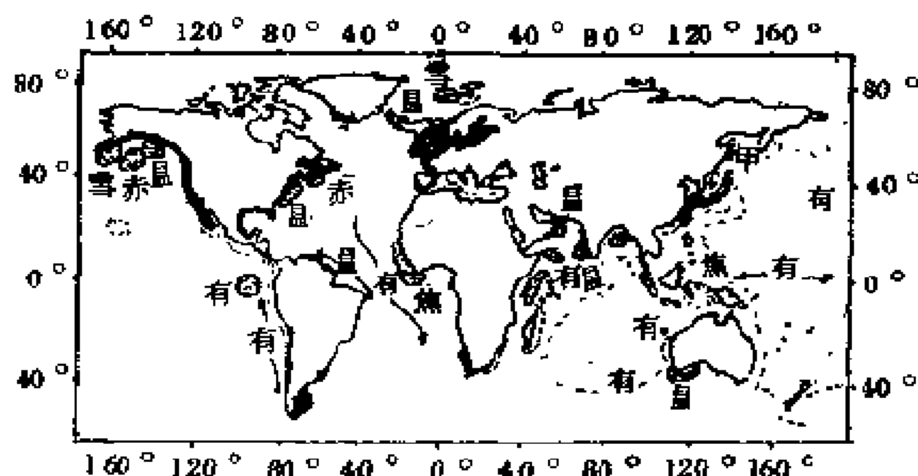


圖13.6 世界海洋生物資源開發狀況圖。

均，得年魚產量約三千萬噸。其產量按地域而論，以亞洲爲多，其次順列爲歐，北美，非，南美。圖13—5即示世界漁場分佈之情形。其中數字，爲1957之產量，單位爲千公噸。圖13—6則示世界海洋生物資源狀況。黑色部份爲高度開發區；虛線爲現用新漁場；點線爲有待開發區。圖中所註代字：有表鮪魚場，鱼表鯷鰊漁場；焦表岩礁性魚漁場；雪表鱈漁場；甲表蝦蟹漁場；赤表底魚漁場。

(二) 台灣漁業產量

台灣四面臨海，北、西、南方海底爲大陸棚，海底平坦，底質除部份珊瑚礁岩外，餘多泥沙。適於魚類棲息繁殖。東臨太平洋有黑潮暖流經過，爲浮游性魚類洄游之徑路。目前作業漁區，多限於南方海面。故多熱帶性海魚，而品種繁多。其生產狀況，據五十二年之統計，可如下表所示：

自由中國重要海魚產量比較表　單位：公噸

位　次	魚　名	生產量	佔總漁產量中之百分比	備　　註
1	鮪類	44.041	11.7	一本表依五十三年統計製作。
2	虱目魚	30.686	8.2	二五十三年遠洋漁業產126.765公噸；近海漁業產161:151公噸，沿岸漁業產32.191公噸，連同養殖漁業之56.591公噸，合計376. 398公噸。
3	黃魚類	20.745	5.5	
4	鰹類	20.692	5.5	
5	鯖	16.111	4.3	
6	白帶魚	15.308	4.1	
7	沙魚類	15.225	4.0	
8	鯛類	13.980	3.7	
9	狗母	13.603	3.6	
10	墨魚類	13.559	3.6	
11	鯆類	11.500	3.1	
12	蝦類	9.841	2.6	
13	旗魚類	9.168	2.4	
14	鰮	7.780	2.1	
15	鰺	7.064	1.9	
16	秋姑	4.904	1.5	
17	烏魚	4.834	1.3	

習題十三

1. 試述海洋生物之種類？
2. 試述浮游植物有那些？
3. 試述浮游動物有那些？
4. 試述自游生物有那些？
5. 試述海底動物有那些？
6. 試述海洋生物生活環境之分區情形？
7. 試述近海區環境之情形？
8. 試述海洋生物之棲息情形？
9. 試述海洋生物食物網之形成情形？

10. 何謂海洋生產力，其測定之方法如何？

第十四章　海洋觀測

第一節　海洋觀測船隻

海洋調查研究，除近年來，美國正發展利用人造衛星從事觀測外，過去多係利用海面船隻，海上平台，或潛艇等工具以從事作業。茲將各類船艇之性能與作業情形概略介紹於下：

一、海面探測船隻

一般海面探測船隻，依其船型的大小，可分爲遠洋（Oceanic），與近海（Coastal）兩類。唯此兩者，並無一定的界限。蓋大型者，固可作近海之海洋調查研究。而小型之船隻，在天氣與裝備許可時，亦可作遠洋之探測也。依其特定探測之性質不同，又可分爲漁業調查船，地球物理探勘船，與一般海洋調查研究船等。

海面探測船隻，除應裝備各項探測儀器外，其本身之設計，通常尚應具備下列諸般性能。

(一)耐波性強船隻在海上從事各項作業，應力求穩定不動。故需重心低，避免波浪之搖擺。艙面低，施放儀器容易，且不易被風吹漂流，而易移動其船位。

(二)續航力大船隻在某一海域從事觀測，爲求一次達成某一觀測目的。常需要求較長時間之航行。

(三)足夠之空間可供貯放各類標本與樣品。

(四)完備之實驗室可供各種分析研究之用。

(五)空敞之甲板可供安裝大小絞車與各類探測設備。

(六)深海錨具從事遠洋觀測，爲求固定船隻於某一深海位置。常需船隻具有深海下錨之裝備。

二、特種觀測船台

海上觀測台，除一般固定之觀測平台外，美國海軍與 Scripps 海洋研究院合作建造之浮立(Flip)，實爲一種特殊之海上觀測船台。

浮立本身，並無推進動力，當其被拖至目的地後，可利用船身之管路，將船之壓艙水，打至艙尾之艙間，船尾即行下沉，船頭則升出水面。約十五分鐘後，船隻即可完全直立於海水中。此時，船身可完全避免浪湧之影響，而從容進行各項觀測工作。

浮立全長355呎，在垂立位置時，吃水約300呎，船頭露出水面 50呎。露出水面部份，計分隔爲四層，每層面積約14×25方呎，皆供作業之用。其最底層接近水面，乃機器間，裝有兩部柴油發電機，不論其在水平或垂直位置，均能使用自如，爲供應各馬達，壓縮空氣機，以及電子儀器等之電源。第二層爲住艙，可容納十二個工作人員及其所需物品，維持達半月之久。頂上兩層均爲實驗室，裝有電子儀器。在實驗室外，離開水面約 30 呎處，有一指揮平台，可供二人從事作業。

海洋學家利用浮立，即使在最惡劣之海面狀況下，仍能進行各種觀測研究。諸如波浪、海流、海洋生物、水中音響、地球物理、海洋氣象等，均可獲得最精確之資料。

三、海洋探測潛艇

欲明瞭深海與海底之情況，最簡便而可靠之方法，當然即係利用潛艇，潛航至該一目的水層處，直接展開作業，諸如水樣的採集，海洋生物的採集，波浪與海流的觀測，海底地質的照相與沉澱的挖掘，海底地熱的觀測等，莫不均感便利。

第二節　海上定位

船隻在海上從事各項觀測，必先知道每一觀測點之地理位置，然後對探測所得之資料，方可分別記入海圖之適當經緯度，予以分析研究。是故測定海上之船位，實爲從事海洋探勘所不可或缺之作業。

一、地文航海定位

船隻在近海從事探測作業時，可觀測陸地之目標，以確定船隻之位置。

通常觀測之儀器，可利用船上之羅經，或用六分儀行之。應用羅經觀測時，即對準岸上之兩個以上而於海圖上有記載之顯著目標，觀測每一目標之方位角。將此等方位角之值，利用平行尺在海圖上劃出其方向線，此等方向線所交會之點，即爲所測之船位。應用六分儀觀測時，可用兩架六分儀同時對準岸上三個目標，觀測該三目標間所夾之兩個角度，然後再用三桿分度儀，將觀測之角度值，記入海圖上，即可獲得所測之船位。

二、天文航海定位

船隻在遠洋作業，無陸地之目標可供利用測定其船位時。通常即觀測天體以定船位。利用六分儀觀測天體上中天之高度，即可推算出測點之緯度。

觀測天體之高度，同時記取天文鐘 (Chronometer) 之時刻，則格林威治時角與地方時角，皆可算出。由此兩者之差（經度時）改爲弧度，即得測點之經度。

三、電子儀器定位

電子儀器定位，乃應用電子裝備，以電磁波能測量站點間之距離或距離差。因此，電子測量，以幾何學之觀點言之，主要可分爲兩大系統。即一爲距離測量或圓弧交會法；另一則爲距離差測量或稱雙曲線交會法是也。此等電子儀器，即通常所使用之 Loran, Shoran, Decca 等是。

(一) 圓弧交會法

用圓弧交會法定位，係以兩弧距交截而決定一點之方法是也。此等弧距之獲致，乃應用電子設備，以測量船隻與地面兩固定站間之兩距離。其原理如圖 14-1 (A) 所示即是。

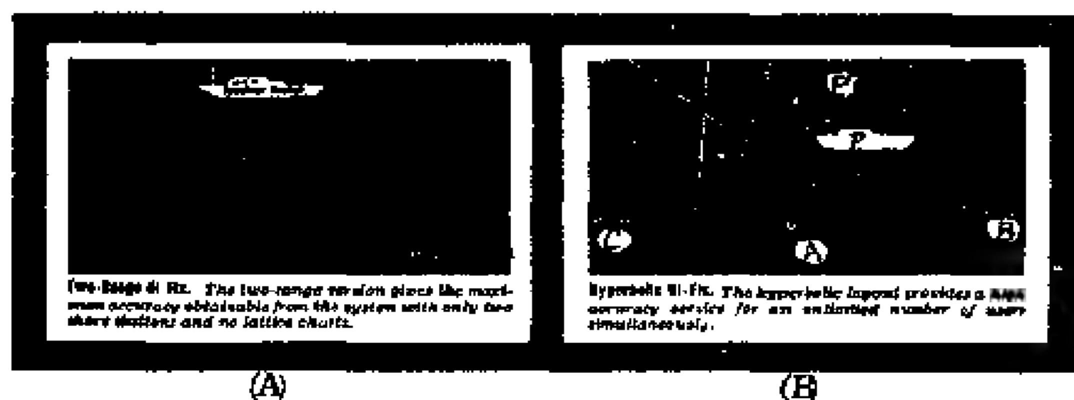


圖 14-1 (A) 圓弧交會法 (B) 雙曲線交會法

(二) 雙曲線交會法

雙曲線交會法，又稱距離差測量法如圖14－1（B）。其法係利用雙曲線之定義，即一點移動之軌跡，其至兩定點之距離差為一常數。其應用如圖14－1（B）所示，並予說明如下：兩固定之無線電站，係位於兩定點A與B，謂之焦點。一移動之船隻，則位於P點。假若船隻從P點移動至P′點，其在移動時所測得之距離差PA－PB，……P′A－P′B等，均為一常數，吾人乃知船隻係沿一曲線而移動，且即為雙曲線之型態。但欲求P點之確切位置，仍需另一型態之雙曲線與之交會而後可。亦即需要另一對固定之無線電發射站是也。唯實用中，僅另需一站C即可。蓋其他一站，可與原先一對中之一，共同使用，即如圖中之A點是也。

四、衛星定位

目前美國所發射之中天號（Transit）航海定位衛星系統，計共有三枚，可供各類船隻作環球航海定位之用。此等衛星繞地球之兩極運行，其軌道距地面約 600 哩，三衛星乃形成一鳥籠式之衛星系統。

每一衛星環繞地球一周所需之時間約1¾小時，因此每一衛星在每24小時之內，可提供至少四次之定位。三個衛星在一天之內，可供12次定位作業。即平均約每兩小時，可利用衛星訊號定位一次。

第三節　海水取樣與測溫

一、海水取樣

從海洋中各種深度處，採取海水之樣品，常需使用特殊設計之採水瓶，方可達成任務。自從1611年Hooke氏發明第一具採水瓶以後，現已有50種以上不同之採水瓶，在世界各海洋探測研究單位中使用。其中最常用者，要算十九世紀末葉南森（Nansen）氏所發明之採水瓶。

南森瓶為避免水樣之污染含混以及防阻鹽水之化學作用。其構造為銅質。外包鉻片（Chromium），內配銀或錫片。為增加其在水中之能見度，外再漆以黃色。瓶之外壁，尚裝有可取放之売架。売架中可放置兩支溫度計。以便在預定採取水樣之深度處，同時測定水溫之用。

使用南森瓶採取水樣時，先將若干南森瓶，按預計採取水樣之諸不同深度，固定於鋼纜上相當距離處。南森瓶隨鋼纜下放時，海水可自由通過，當

到達預定深度時，可如圖 14－2 所示，放下傳動錘，打擊瓶之上端繫於鋼纜上之解脫桿。於是南森瓶上端離開鋼纜，而自行倒轉。其下端則仍固定於原處。倒轉時有一導桿可使兩端之栓式開關關閉。海水即儲存於內。傳動錘繼續下滑，再打擊他端之解脫桿。並釋放另一傳動錘，俾其自由下滑，再行打擊下方另一南森瓶之裝置。

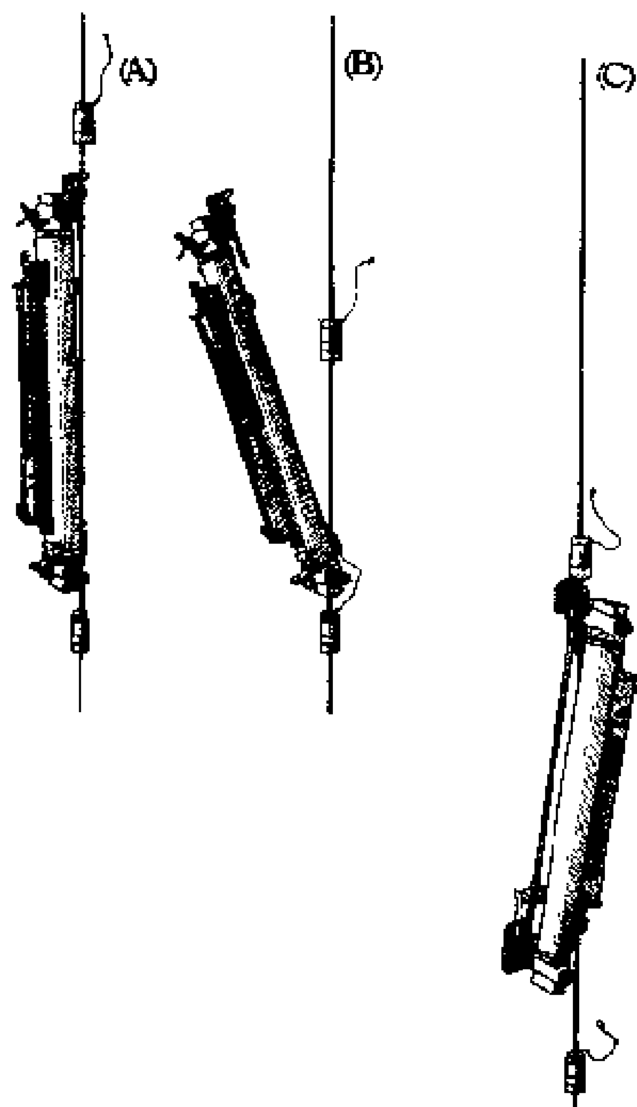


圖 14-2 南森瓶之倒轉過程。 (A) 倒轉前，(B) 倒轉中，(C) 倒轉後。

二、海水溫度觀測

(一) 表面水溫之觀測

表面水溫觀測，可用表面水溫表。其構造與普通水銀溫度表相同，不過

係裝在特製的圓筒內。上面開一長縫，顯露出溫度表的刻度。下面是一水槽，使水溫表提出水面時，下面仍保留海水，避免水銀球與空氣相接觸，發生變化。另一方法，即用水桶提取海水，再用精密溫度表，測定其水溫。

(二) 深海水溫之觀測

深海水溫的觀測，須用顛倒溫度計 (Reversing Thermo-meter)。顛倒溫度計的構造，如圖 14－3 所示，與普通溫度計不同。其主要部份，是在水銀球上面的玻璃管多一曲折，或繞成圓圈。在圓圈上面的毛細管，裂一分叉。毛細管的另一端，放大成一小槽。當其正放時，水銀球在下面，與普通溫度計一樣。但是倒轉後，水銀球在上面。所以水銀柱，就在分叉處折斷，流入毛細管下端的小槽內，不再受水銀球內水銀漲縮的影響。折斷水銀量的多寡，與溫度成正比。所以溫度的刻度，是從小槽向上，在倒轉後讀取。在此溫度計之旁邊，尚有另一副溫度計，與普通水銀溫度計相同，用以測定讀數時之實際溫度，校正倒轉溫度計內水銀折斷後，再受外界溫度的變化所發生的誤差。此兩溫度計均放置於一封閉之堅厚玻璃管內，使其不受深水壓力的影響。通常即叫保護式顛倒溫度計。另有一種非保護式顛倒溫度計，其構造與保護式者大致相同。不過外面的堅厚玻璃管，並非密閉。而在其下端開口，使溫度計的水銀球，直接受水壓的影響。所以表示的溫度，往往比保護式

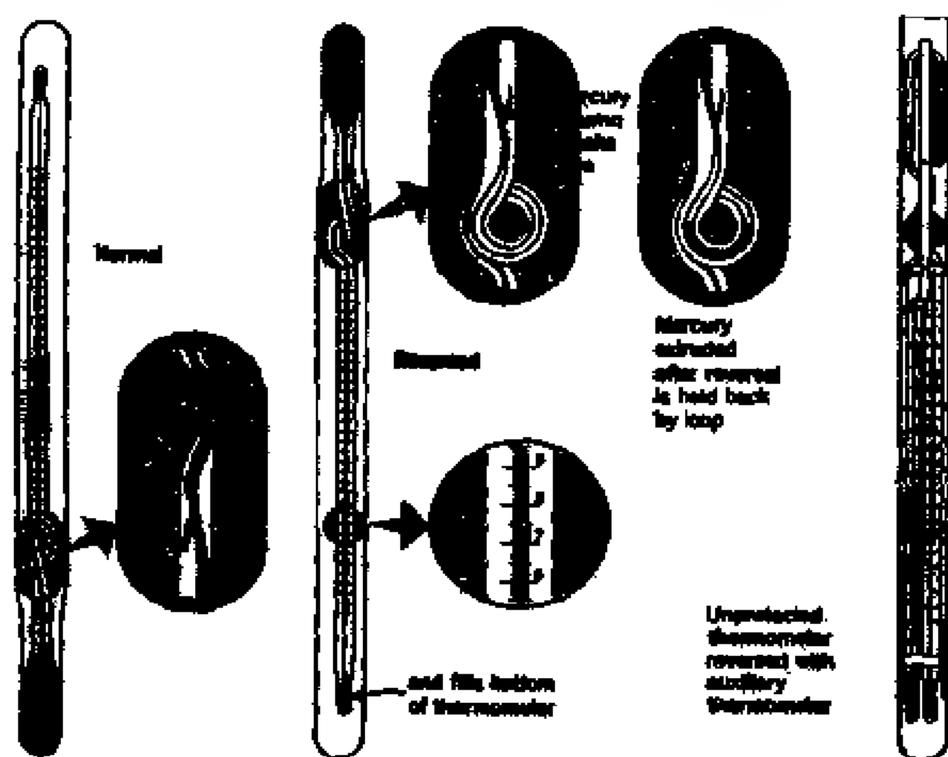


圖 14.3 顛倒溫度計。

偏高。此兩種保護與非保護溫度計，常常同時使用，兩者所示溫度的差數，就可用來計算所測水層的深度。

使用顛倒溫度計測量水溫時，通常係將其附裝於顛倒式之採水瓶上。首先水銀球在下面。當其隨鋼索下放至某一深度處，然後沿鋼索放下傳動錘，使溫度計隨同採水瓶倒轉。然後提出海面，讀取溫度。

(三) 淺海水温之連續測記

Spilhaus (1940) 氏曾發明一深水自記溫度計 (Bathy-Thermograph)，可連續測量水深在 150 公尺以內之溫度變化。其構造原理；係利用包登管 (Bourdon Tube) 裝置，再連一自記筆。當該裝置內之水銀受水溫的影響而脹縮時，可使自記筆在另一薰煙的玻璃片上，描劃一曲線。玻璃片可隨海水壓力的變化而移動。因此最後在玻璃片上所劃出的曲線，可讀出水深與溫度的關係。

第四節 潮汐觀測

潮汐觀測，可分沿岸觀測與外海觀測等兩種方式。茲分別說明如下：

一、沿岸潮汐觀測

在海岸附近作潮汐觀測之先，必須規定一基本水準面，以作高度與深度計算的起點。為避免觀測記錄為負數起見，此一基本水準面，通常需將其設在最低低潮線之下，並且測定其與大地測量所用基準點間之高度差，以便參考。潮汐觀測的項目，通常除須記錄高低潮的高度與時刻外，尚需觀測每小時海面的漲落情形。觀測潮汐的方法，有測潮桿與自動驗潮儀等兩種。

(一)測潮桿 為將一刻有尺度並塗有紅白顏色之木桿，垂直安裝於沿岸最低潮時仍有海水之靜穩海灣中。然後隨時觀測海面漲落之高度。此法須有人員晝夜輪流觀看，故不適長期驗潮之用。且海面有波浪時，觀測即不甚準確。

(二)自動驗潮計 自動驗潮儀之種類甚多，但其構造之原理，不外兩種。即一為浮筒式，一為壓力式。

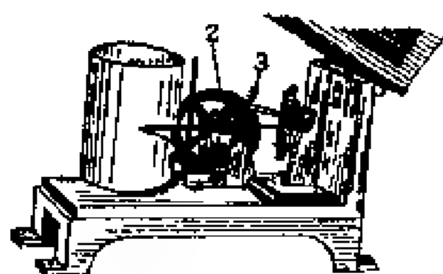
浮筒式自動驗潮儀(如圖14－4)的主要部份，係一可隨時間轉動之圓筒，外裝記錄紙。另有一長繩繫一金屬浮筒，經滑車及齒輪與一自記筆相連。當浮筒隨潮汐的升降而上下時，自記筆乃可在圓筒之記錄紙上劃曲線。圓筒係每晝夜或每星期迴轉一周，故記錄紙上顯示的潮汐曲線，乃有時間與高度

兩項內容。

水壓式自動驗潮儀，是利用海水升降可改變壓力的作用。其構造除具有隨時間轉動之自記圓筒外。另有一鐘形壓力筒，上接一空心細鉛管，管端再接一U形管，內置水銀。U形管端水銀面上，放一輕浮標，且與自記筆相連。將鐘形壓力筒放入海底後，由於海水的壓力作用，自筒上所附之彎曲管侵入，而使筒內的空氣壓縮。由此種壓力可使U形管他端之水銀面升高，自記筆亦隨之移動，因而可在自記圓筒上，繪一潮汐曲線。

二、外海潮汐觀測

外海潮汐觀測，不外兩類儀器。一即利用船上裝置之音響測深儀，在某一固定位置，連續測定該處之水深情形。其海面升降的高度，乃可在測深記錄上獲知。另一種儀器，即為潮波儀，通常具有電子裝置，對海水之壓力作用，非常靈敏，使用時，將其投入海底，應用電池，或連接陸上電源，即可自動記錄出海面波浪與海水面升降之情形。



Richard驗潮儀

里加驗潮儀
1.第一齒輪
2.第二齒輪
3.第三齒輪

圖14-4 浮筒式自動驗潮儀。

第五節 海流觀測

海流觀測的方法，普通分為三種：一為間接法，一為漂流法，另一則為直接觀測法。

一、間接觀測法

在大洋中從事海流觀測，若使用流速計，常因船隻不易在深水中固定而發生移動，其觀測結果，必有誤差。故通常從事洋流觀測，乃使用間接法，即利用流體力學的原理，觀測海水的溫度鹽度，即水團之特性，再依據 V. Bjerknes 的環流理論（第十章），加以計算而得。

二、漂流法

利用漂流瓶，大量拋入海中，使其漂流海面，隨海流流動。瓶內裝記錄紙，說明拋入日期與地點。請拾得者將拾得日期與地點記入，再寄回調查機關。唯此法所獲得之平均流速，其可靠性甚差。且其中間迂迴流動之情形，

甚難獲悉。故受潮流影響之處，頗不適宜。

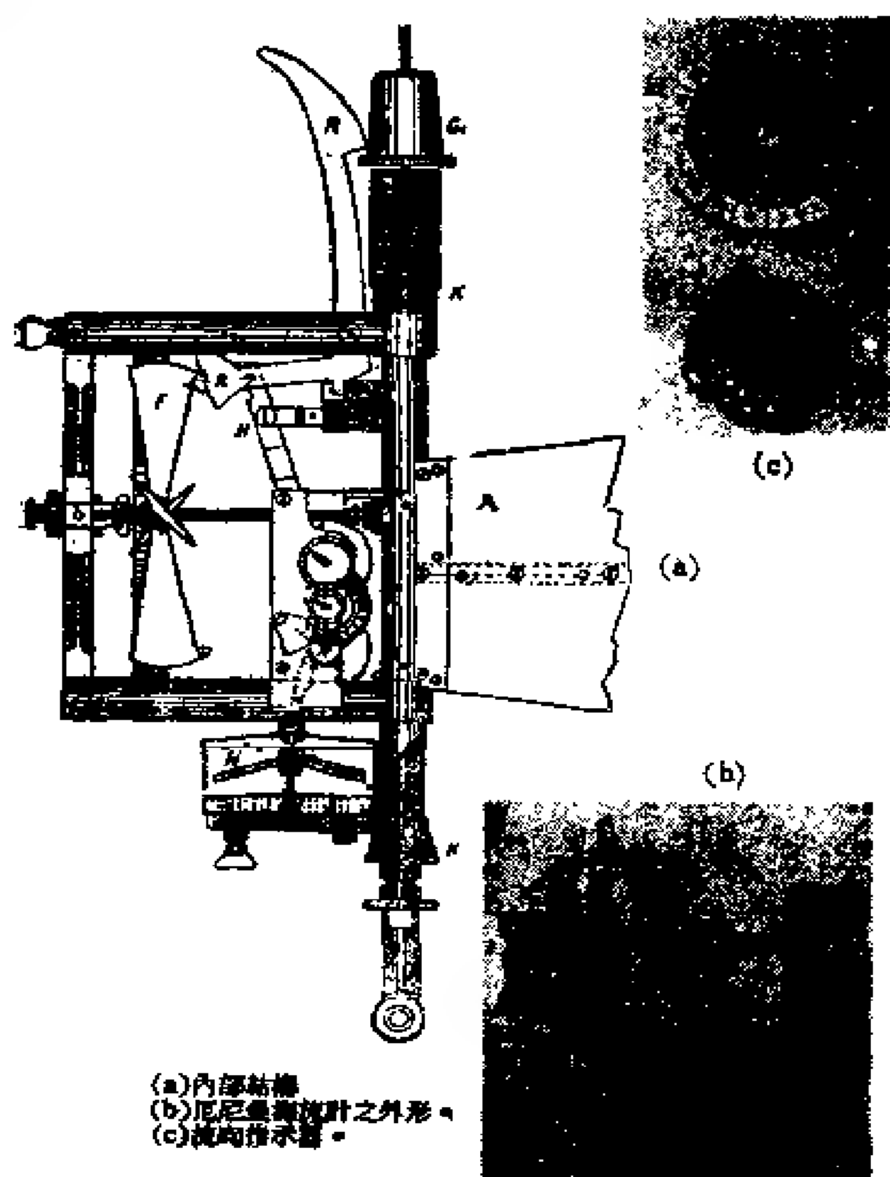
在近海地區，可用浮筒隨流漂動。然後以小艇尾隨而觀測其流經位置。此法可測定表面海流之方向與速度。

三、直接觀測法

在淺海中，常可利用流速計，在錨泊於一固定位置之船隻或浮標之水面上，以直接從事海流觀測。此種流速計之種類甚多。茲簡介數種如下：

(一) Ekmans海流計

此型海流計爲各國所習用，可測定各種深度之海流。如圖 14－5所示：



(a)內部結構
(b)厄尼曼海流計之外形。
(c)流向指示器。

圖14-5　Ekmans海流計。

前面有一螺旋俥葉F，隨海流轉動。後面有定向舵A，可使海流計常向海流方向。N係貯球管。R為發動機構。當海流計下放至一要求測定之深度時，乃自船上沿吊纜丟下傳動錘G，使螺旋俥葉自由隨海流之速度而轉動。每轉動一百次，因內部的機械作用，落下小球一枚，經臂形管，而墮入下面承接的圓盤。盤分三十六格，每格代表方位十度。盤底附有磁鐵，海流之方向改變，圓盤則仍指磁北。測量若干時間後，再自船上放下第二個傳動錘，以停止俥葉之轉動。然後將海流計提出海面。按盤內小球之分佈情形，可計算平均流向。按小球之多少，可計算流速。

(二) 照相驗流計

照相驗流計，可連續作三十天之海流記錄。其結構原理，係在一海流計內再裝一時鐘及一照相設備。時鐘轉動，每隔五分鐘，接通電源一次。電流使閃光燈泡發亮，於是驗流計驗得之流向與流速資料，乃被照在16mm之影片內。底片由轉輪帶動，閃光後即自動帶走。日後取出沖洗，即可獲得一份連續之海流記錄。

(三) GEK海流計

GEK (Geomagnetic Electrokinetograph) 海流計是裝置於船上，當水深超過100拓以上，用以測定表層海流之儀器。其原理是利用電解液（海流）通過地球磁場之運動所形成之電位差，而予以記錄之。主要之裝置有三：(一)用一對電極離開約100公尺，裝於一雙導體電纜上，電纜應長於船體之二倍以上，將其拖於船後，以免受船上磁場之影響。(二)有一自記之電位表裝置，並與電纜連接之。(三)記錄裝置上，同時裝有磁羅經。

(四) 勞勃斯(Roberts)無線電驗流計

勞勃斯無線電驗流計，是用以精確測定各水層之流速以及流向之裝置。驗流計置於一需求之水深處，而懸吊於一特殊設計之浮標上。浮標內裝有用電池發動之無線電發射器械。浮標上則裝有天線及信號燈。另在岸上或船上裝收信系統。使用時，驗流計測得之流向與流速，由電纜連接至浮標內之無線電裝置，再由該裝置以無線電信號送至岸上或船上之裝置，予以擴大並記錄之。

第六節　波浪觀測

波浪觀測之要素，為波高、波長、週期、及波向等。茲分別說明如下：

一、波高觀測

(一)目測 站在一船上，觀測他船舷側之波峯與波谷間之距離。即得波高。若無他船可供利用，則以己船頂浪航行，於船之中線處，觀測波浪在船舷之起落位置，而得波高。此等觀測，通常難以求其精確。

(二)自動記錄儀觀測將船隻固定於一位置，利用船上音響測深記錄儀，連續記錄該點之水深曲線，則曲線之高低平均值，即爲平均波高。或利用測波儀，固定於一位置，亦可觀測而得波高之記錄。

二、週期觀測

選擇一明顯之漂浮物，作爲目標。另以馬錶記時，準確觀測相鄰兩波峯通過該浮標所需之時間，即爲實測之週期。將全部實測週期，加以平均，即得代表週期。

三、波長觀測

波長小於船長時，以船首頂浪。然後觀測相鄰兩波峯通過船舷之位置。該兩點間之距離，即爲波長。

波長大於船長時，則可利用纜繩繫漂浮物於船尾。當相鄰兩波峯之一，正在觀測者之位置，而漂浮物又適在另一波峯位置時，則所放出纜索之長，即爲波之長。

四、波向觀測

以羅經觀測波峯帶之方位，再加或減去90°，即得波之進行方向。

第七節　生物標本採集

海洋生物採集的目的，乃在明瞭海洋中生物之種類，以及各種生物分佈之情形。故其採集之技巧，常依此等調查目的之不同，而分爲定性調查與定量調查等兩種。採集之工具，其種類甚多，但其設計，莫不均依此等要求而決定。

一、底棲生物之採集

底棲生物之採集，通常多使用爬網，或抓泥器爲之。若在沿岸潮帶間

(Intertidal Zone) ，則裝備更爲簡單，即一般使用之釣具、網具如定置網或拖曳網等，均可使用。

二、游泳生物之採集

在海洋探測船上，通常用以採集游泳生物之裝備，多爲單拖網。其網目之大小，則視所欲採集之生物大小而定。至於一般漁船所漁獲之魚類，亦可供標本研究之用。故採集之方法與工具繁多。如單拖網，雙拖網，鮪釣，曳繩釣，流網，曳網等，均可作爲採集標本之用。

三、浮游生物之採集

浮游生物之採集，多係使用網具。網具之設計，又隨使用之船隻爲靜止，抑或爲航行而異。更有因採集之位置爲海面，或在不同之水深處而不同。例如若干定性浮游網，僅能用於海水表面。而有一種稱爲 Clarke-Bumpus 採集器者（如圖 14－6），則既可用於海面，又可在各種水深處，採集浮游生物之標本

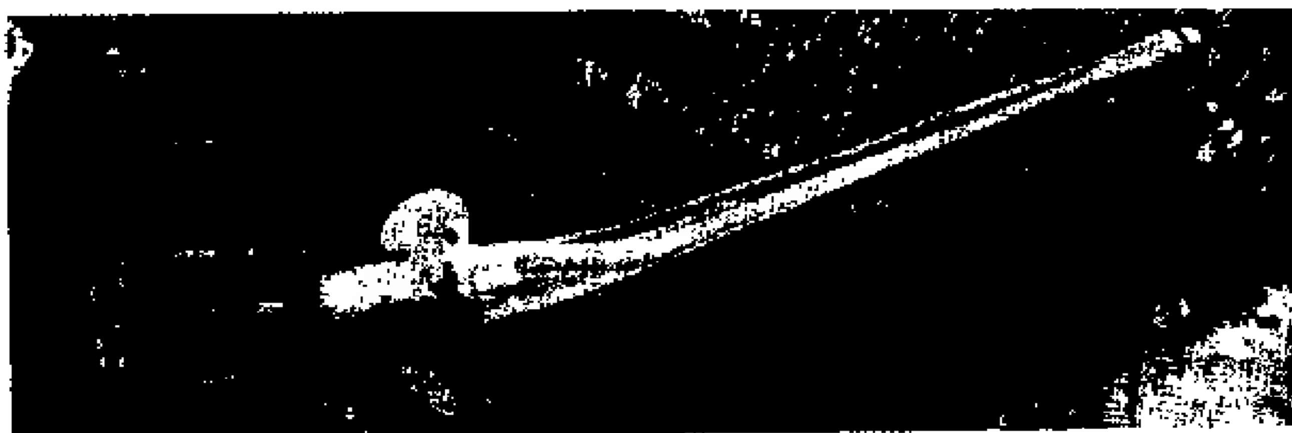


圖 14-6　克邦氏浮游生物採集網。

浮游網又可分爲定性採集網與定量採集網。定性採集網，通常祇從水中採集生物，而不考慮通過網具之水體體積。定量採集網，則需測定過網之水體體積，以便計算單位海水容積內之生物集中量。

第八節　海洋地質勘測

一、海底取樣

欲研究海底地質或海底沉積物，乃必須採取海底樣品。採取海底樣品之器械甚多，通常有三種主要之型式：

(一)抓泥型採集器 是一種爪狀器械(Snapper)，利用鋼纜將抓泥器自船上下放時，抓泥器呈張開狀，抓泥器觸及海底，藉制滑機械原理。即自動關閉，而將海底泥沙關閉在內，然後提出海面，進行研究。

(二)挖濬型採集器 挖濬型採取器(Dredge)，係一由鋼鍊製造而成之撈袋，通常利用鋼纜拖曳船後，以撈取海底沉積物，如錳結核，磷結核，珊瑚，以及泥沙與海棲化石等。

(三)鑽岩心器械(Coring devices) 此種器械主要部份包括有鋼管，能抽出之套管，及玻璃質或塑膠質內管，重錘，岩心抓捕環，固定於底部之切鍥，或貫穿鍥。活塞式鑽岩心器，可藉大約 500 — 1,000 公斤重鉛錘之自由落下，而鑽入海底。有時可獲得 20 公尺長之完整垂直切面之沉積物。

二、地球物理探測法

(一) 重力測勘

地球各地的重力，因地底岩石的鬆弛堅硬，以及距離地表的情形不同，而彼此有異。岩石質堅或距地表近者，常有較大之引力；岩石質疏而距地表遠者，則引力較小。故通常測定各地地表之重力變異情形，即可明瞭地下地質之性質以及構造情形。

重力加速度之絕對值，測定相當困難。通常所測定者，乃相對值，即各地重力加速度之改變情形而已。重力儀應用於海中之測定方法很多，最重要者有兩種。一爲測定一擺之週期之改變情形，一爲測定一荷重彈簧之長度改變情形。玆分別說明如下：

假若有一長 L 之單擺，當重力加速度爲 g_1 時，其搖擺之週期爲 T_1，則 $T_1 = 2\pi\sqrt{L/g_1}$；換至另一地點，重力加速度變爲 g_2，擺之搖擺週期，乃變爲 T_2，并得 $T_2 = 2\pi\sqrt{L/g_2}$。故 T_1 與 T_2 能測得，則重力加速度之改變情形 ($g_2 - g_1$)，乃可計算而得：

$$g_2 - g_1 = g_1(T_1^2/T_2^2 - 1)$$

另一方法，乃測定一荷重彈簧之長度改變情形。蓋各地重力加速度改變，必影響及於彈簧之伸縮。測定彈簧伸縮之長度，即可決定各地重力加速度改變之多少。

(二) 磁力測勘

因各類岩石均有不同的磁性，如花崗岩所含磁性物質即比水成岩要多。

假若花崗岩在地底下有隆起之處，因和地面相距較近，就顯出較強磁力來。故利用磁力儀，測定磁力的大小，也可將地下岩層的性質，深度和隆起的情形，作概略的了解。

應用於海洋地磁探測之測磁儀，其構造原理為：如將含有氫之液體放在一強烈磁場中，經過一段時間後，液體中之氫質子，受到磁場的磁力影響而產生平行於磁場之運動，當此強磁力消失後，氫質子復受地磁磁力之影響，產生轉矩式的偏移運動。此偏移運動之頻率，與地磁強度成比例。故可利用電磁原理來測定地磁強度。

測磁儀之魚式線圈組，為長約一公尺之中性木質錐形體，其錐頂連接約六百十公尺長之電纜，錐體內為兩對相互垂直排列之線圈，其中一對線圈，由船上測磁儀經電纜送達瓦安培之強電流，使線圈中產生強力磁場。線圈之內部盛以含氫之液體。根據前述原理，該液體中之氫質子，受磁力影響而產生轉矩式之偏移運動。此運動量由另一對線圈所感應，而產生電流，經電纜輸入測磁儀之擴大器內加以擴大，再送到計算儀內計算後，將結果輸入記錄儀予以記錄，即得連續之地磁記錄。

(三) 音震測勘

不同介質，因其密度不同，故對音波傳播的速度亦不同。例如在同溫層海水中，通常之音波傳播速度約為每秒1,540公尺；在海底沉澱層中之音速，約為每秒二公里至二公里半；其下方之凝固層，因密度增加，其音速亦增加，通常約為每秒四至六公里。再下方之玄武岩層其音速則約為每秒六點二至六點九公里。最近由一位南斯拉夫地震學家 A. Mohorovicic 發現在玄武岩下方之地層，其音速更突然增加至每秒八公里左右，而被稱為 Moho 不連續層。

在海中或在上方之地層中，引發爆炸而產生音波。當此等音波傳至海底以及下方之地層，乃發生反射與折射等作用。同時於若干距離處，設置收波器，以收取此等反射或折射回來之音波，記錄音波傳播之時間，乃可計算獲知地層之厚度，以及其起伏等之情形。此等方法，通常即謂之反射震測與折射震測。玆將折射震測之原理，簡述於下：

如圖14－7 所示，A為震源，D為水平距離X處所設置之收波器。假若上層地質（或海水）中之音波傳播速度為V_1，下方介質中之音速為V_2，則音波在上層介質中經由AD之直接傳達時間乃為：

$$t_1 = X/V_1 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (1)$$

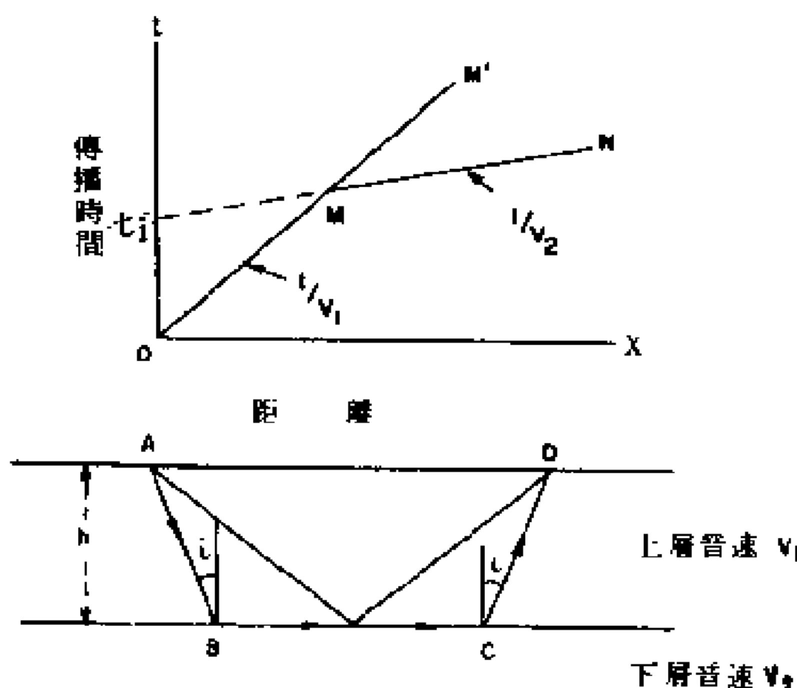


圖14－7 折射震測音波傳播圖解

而經由ABCD 路徑所傳達之時間，則爲：

$$t_2 = AB / V_1 + BC / V_2 + CD / V_1$$

即 $$t_2 = X / V_2 + 2h / V_1 \cos i - 2h \tan i / V_1 \quad \cdots\cdots\cdots (2)$$

式中 h 爲上層介質之厚度，i 爲在B點處之入射角與C點處之折射角。依 Snell 氏定律：

$$\sin i / V_1 = \sin 90° / V_2$$

$$\sin i = V_1 / V_2$$

代入(2)得 $$t_2 = X/V_2 + 2h \sqrt{(V_2^2 - V_1^2)} / V_1 V_2 \cdots\cdots (3)$$

假若以橫線表距離X，縱線表時間 t ，而將音波傳播之資料繪入，乃可得兩直線。此等斜率之倒數值，即爲音波傳播之速度。如圖中OM′ 乃音波沿AD直接傳播之情形，斜率OM′之倒數即爲 V_1 。MN 則爲沿ABCD 傳播之情形，其斜率之倒數，則爲 V_2 。

首先爆炸點與收波器間之距離較近，音波經由直線直接抵達收波器之時間要短，故能先行抵達收波器。若收波器設置之距離漸遠，則音波經由折射，以在下層介質中之傳播速度要快，故反而比直達波更能先行傳抵收波器。

當直達波與折射波同時抵達之點M，若能予以記錄而求得。即獲得直達波與折射波兩者之交會時間 t_i，亦即相當於(3)式中距離比速度之値爲零時之値：

$$t_i = 2h\sqrt{(V_2^2 - V_1^2)/V_1V_2}$$

於是h之厚度，即可求得。

習題十四

1. 試述海洋探勘研究船應具備那些性能？
2. 試述電子儀器定位的方法有那幾種？其原理如何？
3. 試述顚倒溫度計的構造原理？
4. 試述自動驗潮儀之構造原理？
5. 試述 Ekman 海流計之簡單構造？
6. 試述重力測勘之原理？
7. 試述音響測勘之簡單原理？

參考文獻

1. Adams, K.T., 1942, Hydrographic Manual, Coast & Geodetic Survey, U. S. Department of Commerce.
2. Bloom, A.L., 1969, The Surface of the Earth, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliff, N. J.
3. Burkard, R.K. Capt. USAF, 1959, Geodesy for the Layman.
4. CNCOR, 1966, Oceanographic Data Report of CSK, No. 1 Chinese National Committee on Oceanic Research, Academia Sinica, ROC.
5. Dietrich, G., 1967, General Oceanography.
6. Franco, A. dos santos, 1966, Tides, International Hydrographic Bureau, Monaco.
7. Guilcher, A, 1958, Coastal and Submarine Morphology.
8. Gresswell, R. K., 1959, Beaches and Coastline, Hulton Educational publications Ltd.
9. Hill, M.N., 1966, The Sea (Volume I-Physical Oceanography, Volume II-Composition of Sea Water, Comparative Oceanography, Volume III-The Earth), John Wiley & sons, New York.
10. IHB, 1956, Radio Aids to maritime Navigation and Hydrography (S.P. 39); 1960, Supplementary paper 1,2; 1961, supplementary paper 3; 1962, supplementary paper 4,5; 1964, supplementary paper 9; 1965, supplementary paper 10, International Hydrographic Bureau, Monaco.
11. Idyll, C.P., 1964, Abyss, Thomas Y. crowell CO. New York.
12. Ingle, J. C. Jr , 1966, The Movement of Beach sand, Elsevier publishing CO. Amsterdam.
13. Jerlov, N. G.; 1968, Optical Oceanography, Elsevier publishing CO. Amsterdam.
14. Johns Hopkins Oceanographic studies, No. 3, 1967, Deep Sea Photography, Johns Hopkins press, Baltimore.
15. Keen, M.J., 1968, An Introduction to Marine Geology, Reprinted in

Taiwan.

16. King, C. A. M., 1969, An Introduction to Oceanography, Mcgraw Hill Book Co. Inc. New York.
17. King, C. A. N., 1966, Beashes and Coasts, Edward Aronld Ltd, London.
18. Lawrence, L.G., 1967, Electronics in Oceanography, Howard W. Sams & Co. Inc, Indianapolis, Indiana.
19. Laurila, S., 1960. Electronic Surveying and Mapping, The Obio state University.
20. Neumann, G., 1966, Principles of Physical Oceanography, Reprinted.
21. Penck, W., 1953, Morphological Analysis of Land Forms, MacMillan & Co., Ltd, London.
22. Proudman, J., 1968, Dynamical Oceanography, Reprinted in Taiwan.
23. Russell, R. C. H., cdr. Macmilian, D.H., 1952, Waves and Tides, Greycaines.
24. Strahler, A.N., 1965, The Earth Sciences, Harper & Row, New York.
25. Sparks, B.W., 1965, Geomorphology, longmans, Green & Co. Ltd, London.
26. Shepard, F.P., 1963, Submarine Geology, Reprinted in Taiwan.
27. Sharpard, F.P., Dill, R.F., 1966, submarine canyons and other sea Valleys, Rand McNally & company, Chicago.
28. Stansell, T.A. Jr., 1970, The Navy Navigation Satellite System (The International Hydrographic Review, Vol. XLVII, No. 1), International Hydrographic Bureau, Monaco.
29. Sverdrup-Johnson-Fleming, 1960, The Oceans, Prentice-Hall, Inc; Englewood cliffs, N. J.
30. Sverdrup and Munk, 1947, Wind, Sea, and Swell, U. S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.
31. Turekian, K. K., 1968, Oceans, Prentice-Hall, Inc; Englewood cliffs, N. J.
32. Thornbury, W. D., 1954, Principles of Geomorphology, Reprinted in Taiwan.
33. USDC, 1960, Hydrographic Manual (Pub. No. 20-2), U.S. Department of Commerce.

34. USDC, 1946, Principles and Applications of Under Water Sound, U.S. Department of Commerce.

35. USDC, 1964, Roberts Radio Current Meter Manual (Pub. No. 30-2), U. S. Department of Commerce.

36. USNHO, 1955, Navigational Observations (H.O. pub. No. 606A), U.S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

37. USNHO, 1956, Sonic Soundings (H.O. pub. No. 606-b), U. S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

38. USNHO, 1956, Ice Observations (H. O. pub No. 606-d), U. S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

39. USNHO, 1958, Breaker and surf (H. O. pub, No. 234), U. S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

40. USNHO, 1957, Processing Oceanographic Data (H. O. pub No. 614), U. S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

41. USNHO, 1952, Effects of Weather upon the Thermal Structure of the Ocean, U.S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

42. USNHO, 1959, Oceanographic Observations (H. O. pub No. 607), U.S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

43. USNHO, 1958, Observation and Forecasting Ocean Waves, U.S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.

44. Vladimir and Kovalik, The Ocean World, Holiday house, New York.

45. Weyl, P.K., 1970, Oceanography.

46. Wiegel, R.L., 1968, Oceanographic Engineering. Reprinted in Taiwan.

47. 井島武士 民國五十年，台灣西海岸漂沙問題視察報告，行政院海埔地開發規劃委員會。

48. 王益厓 民國四十九年，水文地理學，國立編譯館。

49. 中國石油公司 民國五十五年，石油探採方法，中國石油公司員工訓練中心。

50. 尹鍾奇 民國五十年，大地測量學，聯勤測量學校。

51. 朱祖祐 民國四十一年，海洋學講話。

52. 江 鴻 民國五十年，台灣海埔地之開發（海埔地開發規劃資料彙編），行政院海埔地開發規劃委員會。

53. 江　鴻　民國五十年，二十五年之台灣海埔新生地（海埔地開發規劃資料彙編）行政院海埔地開發規劃委員會。

54. 林朝棨　民國四十六年，台灣地形，台灣省文獻委員會。

55. 陳奇珍　民國五十八年，海洋學，中央圖書供應社。

56. 袁　辭　民國五十八年，海洋生物資源，中央圖書供應社。

57. 梁繼文　民國五十六年，地質學，遠東圖書公司。

58. 海軍海道測量局　民國五十三年，台灣省沿海航行指南海軍海道測量局。

59. 海軍總司令部　民國五十四年，海軍氣象教範，海軍總部。

60. 張湘電　民國五十二年，印度洋探測報告書，海軍海道測量局。

61. 鄭育時　民國五十一年，海陸之間海岸之類型及其演變（海埔地開發規劃資料彙編）行政院海埔開發規劃委員會。

62. 廖榮文　民國五十五年，洋流與中國海洋建設（海洋彙刊第二輯），中華海洋學協會。

63. 廖榮文　民國五十八年，台灣海岸地形之研究（石油季刊第五卷一期）中國石油學會。

64. 劉鴻喜　民國五十五年　地形學綱要，華夏文化出版社。

65. 關世傑　民國五十八年，海洋資源開發新論。